



Le "Permo-Trias" du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech : étude sédimentologique, cartographique et paléogéographique

Hassane El Arabi

► To cite this version:

Hassane El Arabi. Le "Permo-Trias" du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech : étude sédimentologique, cartographique et paléogéographique. Stratigraphie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1988. Français. NNT : . tel-00707728

HAL Id: tel-00707728

<https://theses.hal.science/tel-00707728>

Submitted on 13 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



EL ARABI (E.H.)

EX. n° 1

THESE

présentée par

+ 1 carte H.T.

EL HASSANE EL ARABI

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêté ministériel du 5 juillet 1984)

Spécialité : Géologie appliquée

13 MARS 1990

Le "Permo-Trias" du flanc Sud du Haut Atlas de
Marrakech
Etude sédimentologique, cartographique et
paléogéographique

Date de soutenance : 20 juillet 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.48.42

Composition du jury :

M. J. PERRIAUX	Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble
M. G. MASCLE	Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble
M. S. ELMi	Professeur à l'Université Claude Bernard, Lyon
M. J. BEAUCHAMP	Professeur à l'Université de Picardie, Amiens
M. J.L. TANE	Maître de conférence, Université Joseph Fourier, Grenoble
M. G. TRUC	Maître de conférence, Université Claude Bernard, Lyon
M. J. FERRANDINI	Maître Assistant, Université Cadi Ayyad

THESE

présentée par

EL HASSANE EL ARABI

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêté ministériel du 5 juillet 1984)

Spécialité : Géologie appliquée

13 MARS 1990

**Le "Permo-Trias" du flanc Sud du Haut Atlas de
Marrakech
Etude sédimentologique, cartographique et
paléogéographique**

Date de soutenance : 20 juillet 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE - GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

Composition du jury :

M. J. PERRIAUX	Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble
M. G. MASCLE	Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble
M. S. ELMI	Professeur à l'Université Claude Bernard, Lyon
M. J. BEAUCHAMP	Professeur à l'Université de Picardie, Amiens
M. J.L. TANE	Maître de conférence, Université Joseph Fourier, Grenoble
M. G. TRUC	Maître de conférence, Université Claude Bernard, Lyon
M. J. FERRANDINI	Maître Assistant, Université Cadi Ayyad

NW 10096478

Avant - Propos

Comme toute recherche scientifique, cette étude est le résultat d'un travail d'équipe, aussi est ce avec un réel plaisir que je tiens à citer ceux qui ont contribué, à titres divers, à son aboutissement:

- M. Abdelhamid DAOUDI, Doyen de la Faculté des Sciences I de Casablanca, pour l'aide matériel et les facilités qu'il m'a octroyées en tant qu'enseignant chercheur de son établissement;

- M. Jacques PERRIAUX, Professeur à l'Université Joseph Fourier de Grenoble, qui m'a accueilli dans son laboratoire de sédimentologie à l'Institut Dolomieu et m'a initié à la sédimentologie des séries détritiques. Sans sa présence permanente, ses conseils et ses remarques pertinentes, ce travail n'aurait pu être mené à son terme. Pour cela et pour tout l'intérêt qu'il m'a porté, je tiens à lui exprimer toute ma gratitude.

- M. Jacques BEAUCHAMP, Professeur de géologie à l'Université de Picardie m'a confié le sujet de cette thèse alors qu'il était Maître de conférence à l'Université Cadi Ayyad de Marrakech. Les conseils qu'il m'a prodigués m'ont été une aide précieuse.

- M. Georges MASCLE, Directeur du laboratoire associé de géologie alpine CNRS - Université Joseph Fourier, a bien voulu s'intéresser à mon travail. Je le remercie pour les remarques qu'il a bien voulu formuler sur ce mémoire en général et sur la partie tectonique en particulier.

- Je suis très sensible à l'honneur que me fait M. Serge ELMI, Professeur à l'Université Claude Bernard de Lyon, de bien vouloir siéger à mon jury.

Je remercie enfin très vivement,

- M. Georges TRUC, Maître de conférence à l'Université Claude Bernard pour m'avoir sensibilisé à l'intérêt paléogéographique des encroûtements dans les séries sédimentaires et pour le soin qu'il a porté au chapitre de cette thèse consacré à ces encroûtements;

- M. Jean Louis TANE, Maître de conférence à l'Université Joseph Fourier pour sa gentillesse et sa présence à mon jury.

- M. Jean FERRANDINI, Maître assistant à l'Université Cadi Ayyad; je lui suis reconnaissant de m'avoir fait bénéficier sur le terrain de ses connaissances de la géologie régionale et de ses remarques sur la partie tectonique de cette thèse.

RESUME

Au laboratoire de sédimentologie enfin, j'ai apprécié la compétence et le dévouement de M. Jean Pierre USELLE, Maître de Conférence et de M. Jean Paul REVOL, Technicien: ils ont guidé mes pas sur les sentiers des techniques sédimentologiques et je leur en suis particulièrement reconnaissant.

Ce travail doit beaucoup à un groupe d'amis et de collègues avec qui j'ai eu les plus fructueuses discussions:

Au Maroc, j'adresse mes remerciements tout particulière - ment à MM. Mohamed HOUFAIRI, responsable du département de géologie de la Faculté des Sciences I de Casablanca. Mehdi MANSOUR ainsi qu'à toute l'équipe de ce département pour leur sympathie et leur gentillesse. Mohamed ELYOUSSI fut pour moi un ami dévoué et compétent, son aide permanente me fut un grand soutien tout au long de ce travail; qu'il en soit tout particulièrement remercié.

A Grenoble, MM. Azizi, Abdel, My Tahar, Beg ... et tous les autres; qu'ils soient tous remerciés pour leur amitié, leur soutien moral et les moments mémorables passés avec eux à l'Institut Dolomieu.

Plus intimement, je tiens à dire à ma famille et à mon épouse que ce travail est également le leur pour tous les sacrifices qu'ils ont consentis et pour m'avoir soutenu dans les moments les plus délicats.

Le "Permo-Trias" du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech peut être subdivisé en quatre formations, de bas en haut :

La formation E1 : Conglomératique à paléosols correspondant à une sédimentation de type piedmont alimentée par un système de chenaux en tresses.

La formation E2 : Silteuse à gréso-silteuse marquant une évolution vers le milieu supratidal, elle se réduit localement sur les paléohorsts et en direction du SW.

La formation E3 : Gréseuse, de milieu fluviatile évoluant vers un milieu deltaïque, voire littoral.

La formation E4 : Silto-argileuse de milieu supratidal, cachetée par les coulées basaltiques qui marquent la fin de la série "permo-triasique".

Des corrélations ont été établies, d'une part entre les différents bassins du flanc sud et d'autre part avec la série classique du flanc nord de la chaîne.

L'alimentation de la formation inférieure (E1) est essentiellement méridionale ((Anti-Atlas) et accessoirement septentrionale (Massif Ancien du Haut Atlas). Puis avec la formation E3, s'ajoute une direction ENE-WSW due à un courant longitudinal guidé par la structure du bassin.

Les encroûtements carbonatés sont nombreux: La disposition de ce bassin du flanc sud en un couloir étroit entraîne un important confinement et favorise le piégeage de nappes aquifères magnésiennes. Les encroûtements calcitiques se développent à la faveur de nappes de versants sur la bordure du bassin. La géochimie confirme le caractère confiné de ce bassin.

La paléogéographie a été précisée: Au Trias, le Haut Atlas n'apparaît plus comme un fossé subsident mais comme un horst bordé au nord et au sud par deux héli-grabens communiquant difficilement entre eux par des couloirs transverses. Ce dispositif résulte d'un régime tectonique en extension, guidé par des structures héritées.

Mots clés : Permien. Trias. Sédimentation continentale. Littoral. Tectonique synsédimentaire. Distension. Héli-graben. Diagenèse. Géochimie. Haut Atlas de Marrakech. Maroc.

ABSTRACT

The Permo-trias of the south side of Marrakech High Atlas can be subdivided into four formations :

E1, in the bottom, conglomerate associated to paleosol, corresponding to a piedmont sedimentation. The origin of these elements is a plait channel's system.

E2, siltite and sandstone, showing an evolution to a supratidal environment. This formation is reduced to the south-west and on the paleohorst;

E3, fluvial sandstone; that show an evolution to deltaic and littoral environment;

E4, in the top, silty-argilite surmounted by basaltic flow which marked the upper Permo-Triassic's limit.

The correlation has been established, in one hand between different basins in the south side and in the other hand with the classic serie of the north side.

The river drift is essentially southern (Anti-Atlas) and accessory northern (Massif ancien) in the lower formation. The ENE-WSW direction was observed in the E3 formation, which origin is controlled by basin's structure.

The carbonates encrolements are numerous. The disposition of the south side basin on a narrow passage involves the important confinement and trapping of magnesian aquiferous nappes. This confinement is confirmed by geochemistry results. The calcitic encrolements are localized in the basin's border.

The paleogeography of High Atlas is precised : in Trias, this area can be interpreted as a horst, bordered on north and south by two hemigrabens which communicate difficultly by transverses passages. This scheme was insue from distensive tectonics, guided by relict structures.

Key words : Permian. Trias. Continental sedimentation. Littoral. Synsedimentary tectonic. Distension. Hemigraben. Diagenesis. Geochemistry. High Atlas of Marrakech, Morocco.

INTRODUCTION

Le Maroc est marqué par la diversité des terrains qui le constituent -du Précambrien au Quaternaire- et par les orogénèses qui s'y sont succédées.

Dès le début du siècle, il a fait l'objet de nombreux voyages d'explorations; notamment ceux de A. Brives (1901-1909), P. Lemoine (1904-1905) et L. Gentil (1904-1912).

Puis viennent les études détaillées :

- Choubert et Marçais (1956) proposent la première subdivision géologique du Maroc en trois domaines structuraux :

- * Le domaine rifain au nord typiquement alpin.
- * Le domaine anti-atlasique à socle essentiellement précambrien.
- * Le domaine atlasique en position intermédiaire entre les deux domaines précédents.

- Michard (1976) distingue dans ce domaine atlasique :

- * Un domaine atlasique s.s. structuré par l'orogénèse alpine;
- * Un domaine mésétien structuré par l'orogénèse hercynienne et comprenant: La méséta marocaine, les Réhamnas et les Jebilets (Fig.1).

Le domaine atlasique s.s. correspond à une chaîne allongée WSW - ENE dans sa partie occidentale puis E - W dans sa partie orientale. Il a été subdivisé par les géographes en trois régions, d'Ouest en Est:

- Le Haut Atlas occidental, à socle paléozoïque et précambrien, s'étend de la côte atlantique à l'Ouest jusqu'aux vallées de l'Imini et du Rdat à l'Est.

- Le Haut Atlas central, caractérisé par une importante couverture mésozoïque, s'étend du Tizi n'Ticha jusqu'à la vallée du Ziz à l'Est.

- Le Haut Atlas oriental correspondant à l'extrémité Est de la chaîne, s'étend jusqu'aux confins maroco-algériens où débute l'Atlas saharien qui constitue le prolongement de la chaîne jusqu'en Tunisie.

Le Haut-Atlas Occidental a été bien étudié;

* E. Roch (1930) y établit une première stratigraphie dans ce qu'il qualifia alors de région méridionale du Maroc occidental.

* L. Moret (1927-1931) décrit l'Atlas de Marrakech, fournit

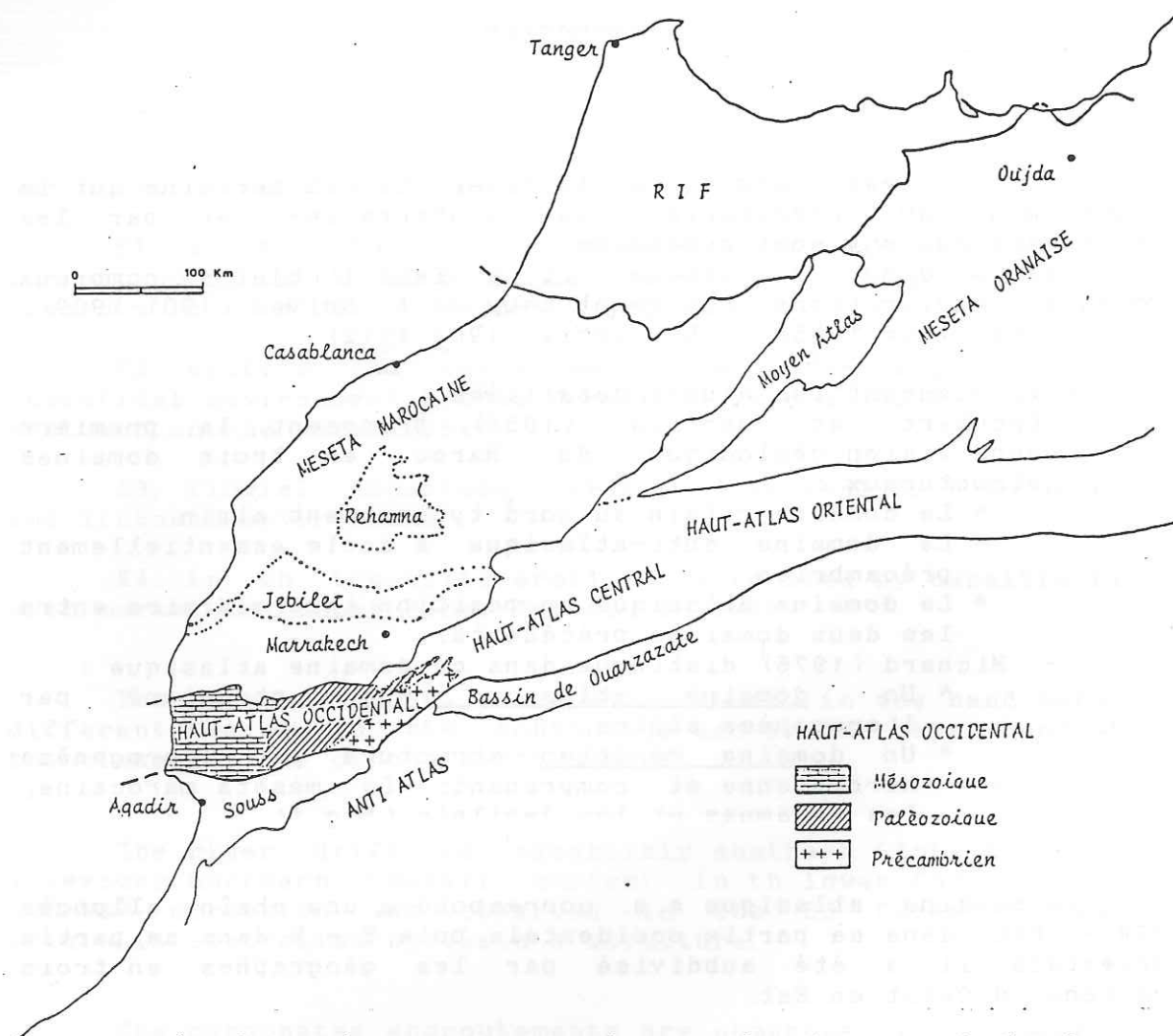


Fig. 1: Domaines structuraux du Maroc (Provinces Nord) d'après A. Michard (1976).

la première analyse tectonique de la région et établit la "Carte géologique provisoire de l'Atlas de Marrakech" au 1/200.000. Il y distingue notamment le couloir permo-triasique sur le flanc sud et les hauts plateaux sur le flanc nord, reliés entre eux par le "Pont de Telouët".

* L. Dresch (1941) établit une description géomorphologique du Haut Atlas occidental.

* G. Choubert (1942) définit le "Promontoire de l'Ouzellarh" comme un prolongement de l'Anti-Atlas et qui est constitué par les terrains précambriens du massif ancien.

* F. Proust (1973) établit la carte géologique du bloc oriental de ce massif ancien, à socle précambrien et qu'il différencie d'un bloc occidental à socle essentiellement paléozoïque. Il met en évidence l'importance des failles N70 dans la structuration actuelle de la chaîne.

* J.P. Petit (1976) met en évidence le rôle décrochant de l'accident du Tizi n'Test à l'hercynien et au tardi-hercynien.

* M. Mattauer et al (1977) décrit l'Atlas comme une chaîne intracontinentale typique.

* E. Laville (1975-1985) démontre l'importance des décrochements dans la genèse des bassins mésozoïque du Haut Atlas central.

* Lemarrec (1979) établit la colonne stratigraphique du Permo-Trias de la région de Demnat ainsi que sa carte géologique au 1/100.000.

* Vogel et al (1980) établissent la carte géologique au 1/100.000 de "l'Oukaïmeden-Toubkal" où ils attribuent au Lias les terrains grés-conglomératiques situés au contact du socle dans la haute vallée des Aït-Tidili.

-/ Le Permo-Trias du Haut Atlas

Les premiers géologues ayant visité le Maroc ont attribué au Permo-Trias les formations grés-conglomératiques rouges situées au dessus du socle et surmontées d'argiles souvent à évaporites et de coulées basaltiques. Plusieurs études lui ont été consacrées:

* Tixeront (1973), Brown (1974), Dutuit (1976) dans le couloir d'Argana;

* Mathis (1975), Biron (1982), dans la vallée de l'Ourika;

* Beauchamp (1980-86) dans le Haut Atlas occidental et une partie du Haut Atlas central;

* Armand et al (1980) dans la haute vallée de N'Fis;

* Verdier (1979) dans la région d'Aït-Adel;

* Lemarrec (1979) dans la région de Demnat;

* El Youssi (1986) dans la région d'Aït-Tamlil et de Taliouine;

Longtemps réputés azoïques, les terrains permo-triasiques ont fourni des éléments de datation (in Biron 82, t. II, p. 35)

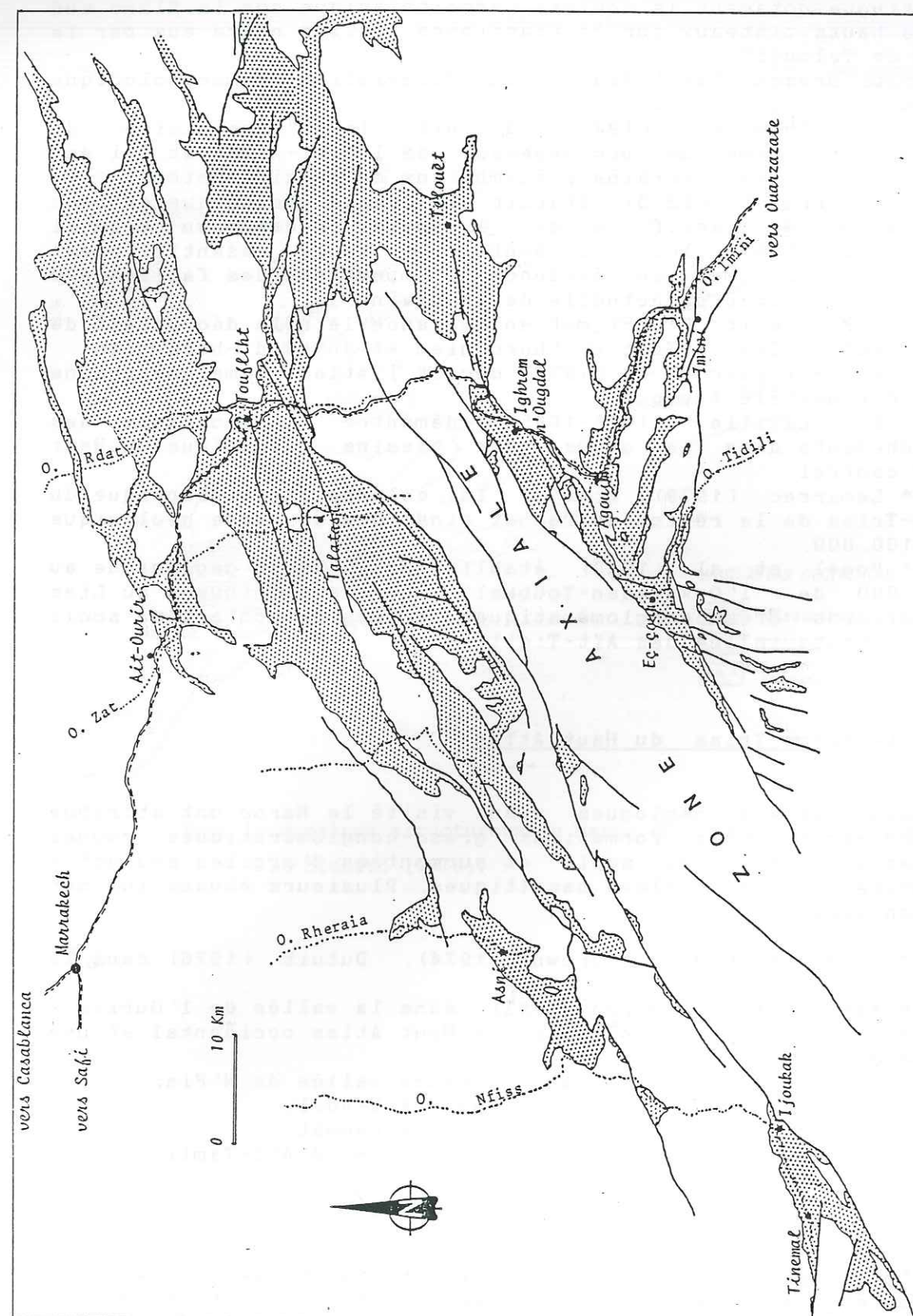


fig.2: Affleurements des terrains permo-triasiques et des basaltes associés du Haut-Atlas de Marrakech.

qui ont permis de les subdiviser en plusieurs formations, qu'on arrive toujours à retrouver sur le flanc nord du Haut Atlas mais qu'on retrouve mal sur le flanc sud.

-/ La région étudiée - Le flanc sud du Haut Atlas de Marrakech - est couverte par la feuille de Quarzazate de la carte géologique du Maroc au 1/500.000 (1957), par la carte géologique du synclinal de Quarzazate au 1/200.000 (Netler, 1962) et en partie par la carte géologique de L'Oukaïmeden-Toubkal au 1/100.000. (Vogel et al, 1980).

* Sur le flanc sud du Haut Atlas de Marrakech, elle s'étend depuis le Col de Tizgui à l'Ouest en passant par Immi au sud jusqu'à la région de Telouet à l'Est;

* Sur le flanc nord, elle s'étend depuis la vallée du Zat à l'Ouest jusqu'à la moyenne vallée du Rdat à l'Est.

* La région du Tizi n'Tichka assure la liaison entre les deux flancs de ce Haut Atlas de Marrakech.

* Une carte géologique au 1/50.000 du "Permo-Trias" de cette région est fournie en planche hors texte.

Chap. I : LITHOSTRATIGRAPHIE

1. INTRODUCTION :

Dans le flanc sud du Haut Atlas de Marrakech, j'ai cherché en vain les critères qui avaient permis à Biron (1982) de définir six formations dans la série "Permo-triasique" de la région de l'Ourika (Flanc nord du Haut Atlas de Marrakech) et que El Youssi (1986) a retrouvé à l'Est dans la région d'Aït Tamlil. J'ai donc établi, pour la série de ce flanc sud du Haut Atlas de Marrakech, une subdivision spécifique.

Les coupes types sont situées à Eç-cour, à Imini, et à Ighrem n'Ougdal. La coupe du Tizi n'Tichka, située sur l'axe actuel de la chaîne, permet une corrélation avec le flanc nord du Haut Atlas (Fig. 2).

2. LE FLANC SUD DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH :

Dans cette région, la série "permo-triasique" est discordante sur un socle ancien daté du Précambrien III au Paléozoïque supérieur.

2.1. Précambrien supérieur ou P III :

Il constitue l'essentiel du socle dans les régions d'Eç-cour et d'Ighrem n'Ougdal. Proust (1973) y distingue les termes suivants :

- Un P III inférieur formé d'une rhyolite blanche, porphyrique, épaisse de 100 m, localisée essentiellement dans le Jbel Bou-Ourhioul.
- Un P III moyen constitué d'andésites plus au moins sodiques pouvant atteindre 800 m d'épaisseur.
- Un P III terminal composé par :
 - * des rhyolites foncées ou noires, silicifiées et souvent ignimbritiques, épaisses de 300 m.
 - * des dacites ou andésites alcalines à petits phénocristaux, épaisses de 500 à 1000 mètres. Elles sont souvent marquées dans leur partie inférieure par des laves hétérogènes bréchoïdes passant localement à de véritables conglomérats (Jbel Bou Ourhioul).

A ce Précambrien supérieur on rattache également ;
Des filons doléritiques, andésitiques allongés suivant une direction NNE-SSW et qui traversent les granodiorites d'âge précambrien moyen de la zone axiale du Haut Atlas de Marrakech.

- Des batholites de granite rose potassique qui passent progressivement à des microgranites et des dacites à albite.
- Un placage de terrains sédimentaires formés de conglomérats, de calcaires et de schistes qui constituent les premiers dépôts marins de la région.

2.2. Le Paléozoïque :

Il affleure largement dans la région du Tizi n'Tichka, alors que sur le flanc sud, il est localisé uniquement dans la petite boutonnière d'Imini. Peu de travaux lui ont été consacrés dans cette région depuis ceux de Neltner (1939) qui a établi la colonne stratigraphique du paléozoïque dans la région de Tizi n'Tichka (Fig.43).

2.3. Terrains "permo-triasiques" :

2.3.1. Région d'Ec-cour :

2.3.1.1. Cadre géographique : (Fig.3)

Cette région connue sous le nom de Tidili est située au pied du massif ancien du Haut Atlas de Marrakech. On y accède depuis la localité d'Agouim par une piste qui part de la route nationale 31. Elle est couverte par la carte topographique au 1/100 000 feuille de "l'Oukaïmeden-Toubkal" et par la carte géologique du Maroc au 1/500 000 feuille de Ouarzazate (1959).

La série "permo-triasique" repose sur un socle rhyolitique du Permien qui est considéré par Choubert (1952) comme un prolongement de l'Anti-Atlas dans le Haut Atlas de Marrakech (Promontoire de l'Ouzellarh).

La colonne type a été établie dans un secteur où la série est particulièrement bien développée, aux abords du Douar de Ghourrassène (X= 287; Y= 59).

2.3.1.2. Coupe de Ghourrassène : (Fig.4)

Cette coupe a été subdivisée en quatre formations;

a) **Formation E1** : Epaisse de 50 mètres environ, elle repose soit directement sur le socle frais soit sur un niveau d'altération de ce socle grés-conglomératique faiblement induré. Elle se compose des termes lithologiques suivants :

- Un conglomérat grossier (la moyenne des galets est de 5cm et le centile de 30cm) à éléments prépondérants de rhyolite (90%). La matrice est abondante, grossière, rouge-violacé. La sédimentation est d'abord en vrac suivie par des rythmes décimétriques granoclassés et s'achève le plus souvent par des carbonates dolomitiques. Ce conglomérat peut être subdivisé en deux parties: une partie basale

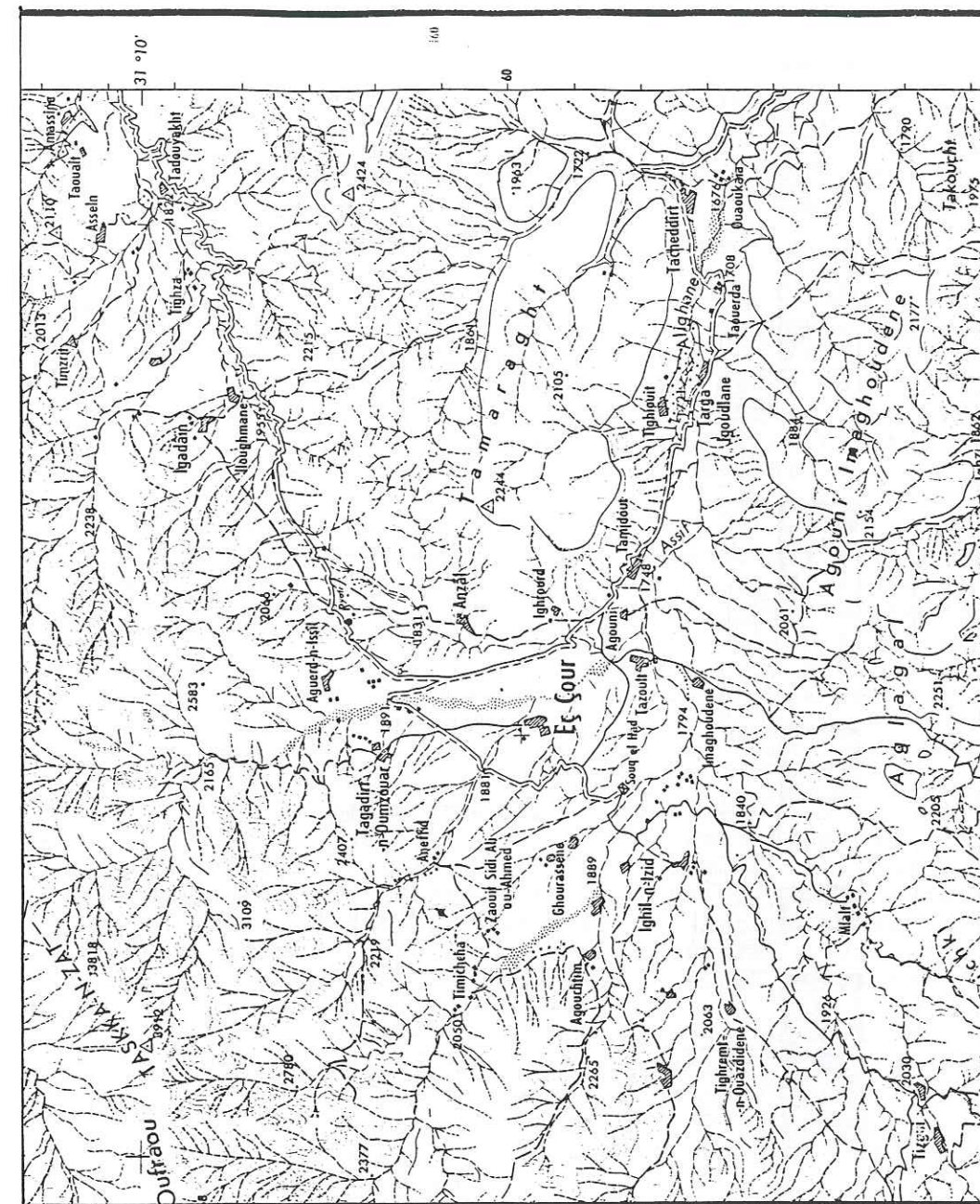


Fig.3 : Localisation géographique du bassin d'Ec-cour, extrait de la carte topographique de l'Oukaïmeden-Toubkal au 1/100.000.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : platiour@ujf-grenoble.fr

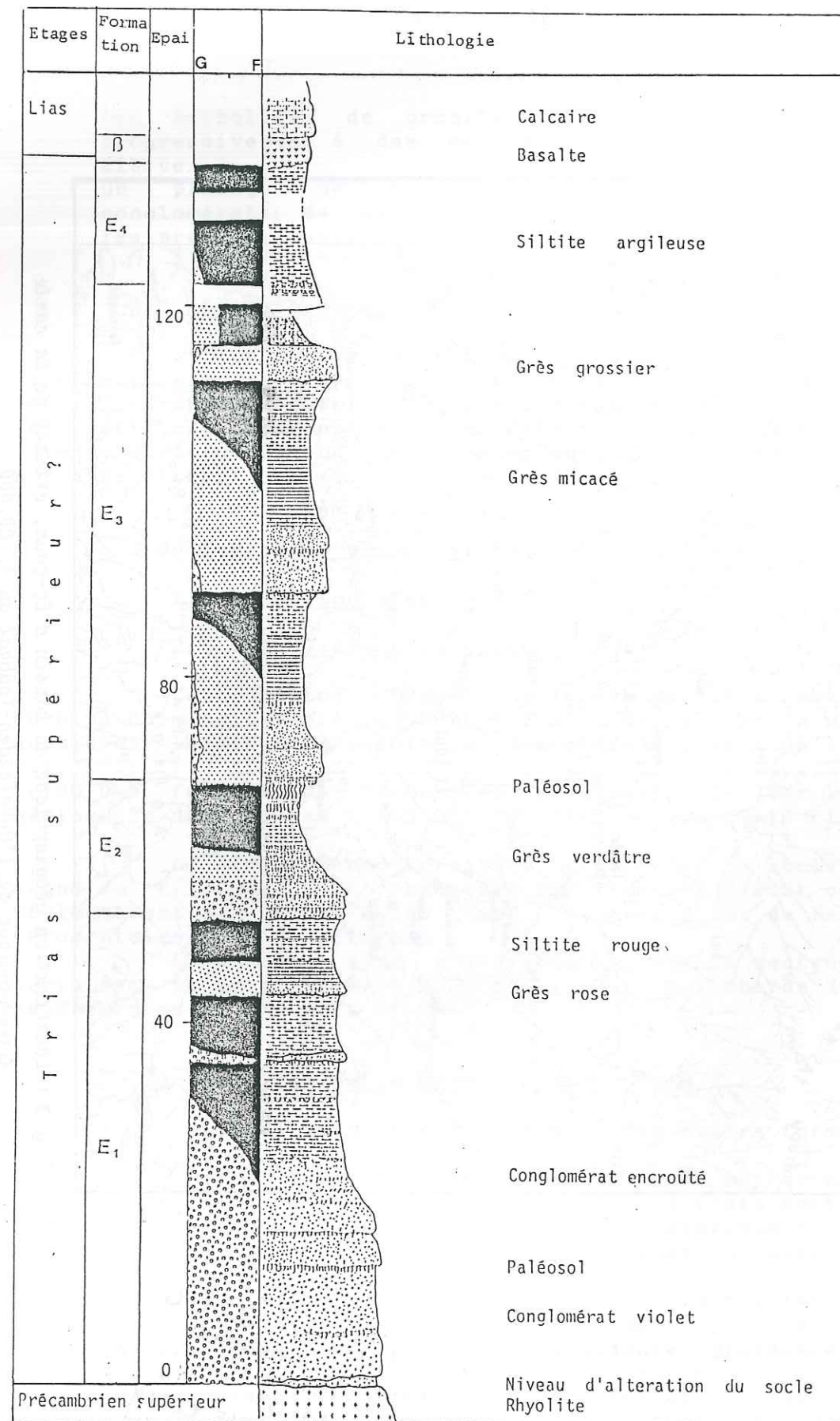


Fig.4 : Coupe type du bassin d'Eç-çour (Ghourrassène)

coiffée par un paléosol épais d'un mètre environ et une partie sommitale qui s'achève par une zone riche en nodules et colonnettes carbonatées de couleur claire dans un encaissant rouge-violacé. (PL.1)

- Une zone souvent masquée par des éboulis, faite d'une alternance de lentilles conglomératiques à galets du socle (chenaux) et de silts gréseux (limons de débordements). Ces silts présentent des niveaux discontinus de carbonates de quelques centimètres d'épaisseur.

Le sommet de cette formation est constitué de dépôts beaucoup plus fins;

- Un banc de grès rose épais d'un mètre environ, à litage oblique en auge à la base puis horizontal au sommet. Ce banc présente également des terriers verticaux, des linéations de délits, des "flûtes" et des galets mous.
- Une suite de lamines millimétriques de type grès / silts, puis des silts massifs sans stratification visible, coiffée par un mince niveau carbonaté blanchâtre.

Cette formation E1 est caractérisée par l'importance des éléments anguleux du socle et la présence de paléosols. La sédimentation, d'abord en vrac de type piedmont, évolue vers un milieu plus calme de type "alluvial plain". Les dépôts grossiers de la base de la formation correspondent à un transport en masse sur une faible distance et les dépôts fins à un système de chenaux en tresses.

b) **Formation E2** : Epaisse de 20 m environ, elle débute par trois bancs conglomératiques d'épaisseur métrique à éléments anguleux rhyolitiques. Le litage est oblique. Au sommet de chaque banc, la matrice est envahie par du carbonate. Cette formation se poursuit par des grès verdâtres, finement laminés, d'abord chenalisés puis à litage horizontal. Les linéations de délits sont abondantes. La couleur rouge est conservée dans les interlits des lamines.

Cette formation s'achève par un silt massif rouge. Les traces de racines sont nombreuses. Les nodules carbonatés prennent de l'importance vers le sommet jusqu'à former une dalle épaisse de 60 cm environ, utilisée comme niveau repère dans la région. Elle est localement associée à des terriers verticaux (Tamajdout).

Cette formation E2 peut être interprétée comme un dépôt de glacis ("alluvial plain") coiffé par un paléosol.

c) **Formation E3** : Epaisse de 60 m environ, tronquée par une faille, sa limite supérieure n'est pas connue avec précision. Elle est formée des termes suivants :

- Un banc massif de grès grossiers ferrugineux, friable, à quelques galets de rhyolite.
- Un niveau chenalisé, d'abord conglomératique de couleur

violacée puis grés-silteux. Un nuage carbonaté prédomine dans les fonds des chenaux des dépôts grossiers. Dans les silts, relativement peu abondants, les carbonates sont localisés dans des taches verdâtres.

- . Deux bancs conglomératiques à litage oblique en auge et à matrice épigénisée par des carbonates.
- . Des grès laminés à diastèmes bioturbés. Ce dépôt s'achève par des silts d'abord gréseux puis massifs.
- . Un banc de grès, massif, à galets de quartzites dans la partie supérieure. Les figures sédimentaires sont des litages obliques, des linéations de délit, et de rares croissants de plage.
- . Une alternance de bancs de grès et de silts, chenalisés, à structures entrecroisées de type microcuvette littorale, témoin des premières influences marines dans la région.

Cette formation E3 évolue donc d'un milieu fluviatile à apports encore grossiers vers un milieu littoral de plage.

d) Formation E4 : Elle affleure bien vers le NE, sa limite inférieure correspond à un niveau épais d'un mètre environ, formé de silts à sphérules de quartz détritiques de 0.8 à 1 mm de diamètre. La suite de cette formation est silteuse à silto-argileuse. L'importance des évaporites reste faible et se traduit à l'affleurement par de minces traînées blanchâtres au fond des talwegs. L'épaisseur de cette formation E4 peut être estimée à 100 mètres dans la région d'Anzal où elle est interrompue par d'épaisses coulées basaltiques. Le contact entre les deux se fait par l'intermédiaire d'un niveau silto-argileux verdâtre à talc, étudié sur le flanc nord dans les régions de l'Ourika et du Zat et attribué à un thermométamorphisme (Bellion et al, 1984).

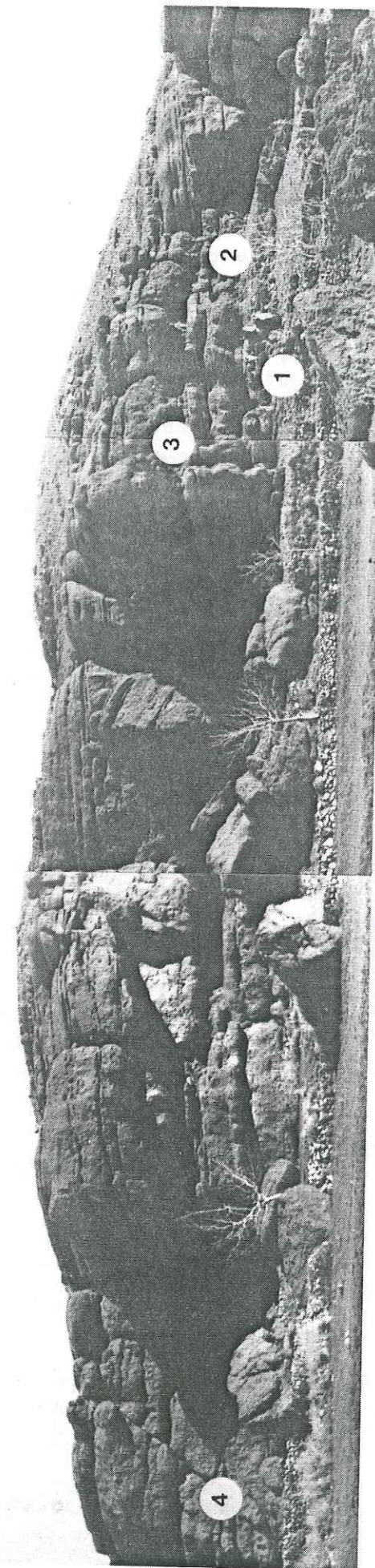
Ces coulées basaltiques au nombre de quatre, bien étudiées dans la région de Télouet (Bertrand, 1977) et sur le flanc nord du Haut Atlas (Verdier, 1977 et de Pachtère et al, 1983), n'ont pas fait l'objet d'études détaillées dans le secteur. Un niveau de siltite de 5 mètres environ s'intercale entre les trois premières coulées et la coulée récurrente sommitale. Ces coulées sont surmontées, soit par des marno-calcaires liasiques (vers le NE dans la région d'Aguerd n'Issyl) soit par le conglomérat infracénomanien (région de Tamrakht).

Cette coupe de Ghourrassène diminue progressivement d'épaisseur par jeu des failles synsédimentaires (cf. chap. VIII) vers le sud dans le Plateau du Siroua et vers le SE le long de la vallée de l'Assif n'Tidili.

2.3.1.3. Variations latérales au SE de Ghourrassène

a) coupe de Tamajdout (X=292, 2; Y= 57, 8) (Fig. 5);

Cette coupe a été levée aux abords du Douar de



Pl. 1: Panorama de la formation E₁ du bassin d'Eç-çour (Coupe type).

1. Socle rhyolitique.
2. Contact "Permo-Trias" / Précambrien supérieur.
3. Niveau de paléosol.
4. Faille synsédimentaire (N 20).

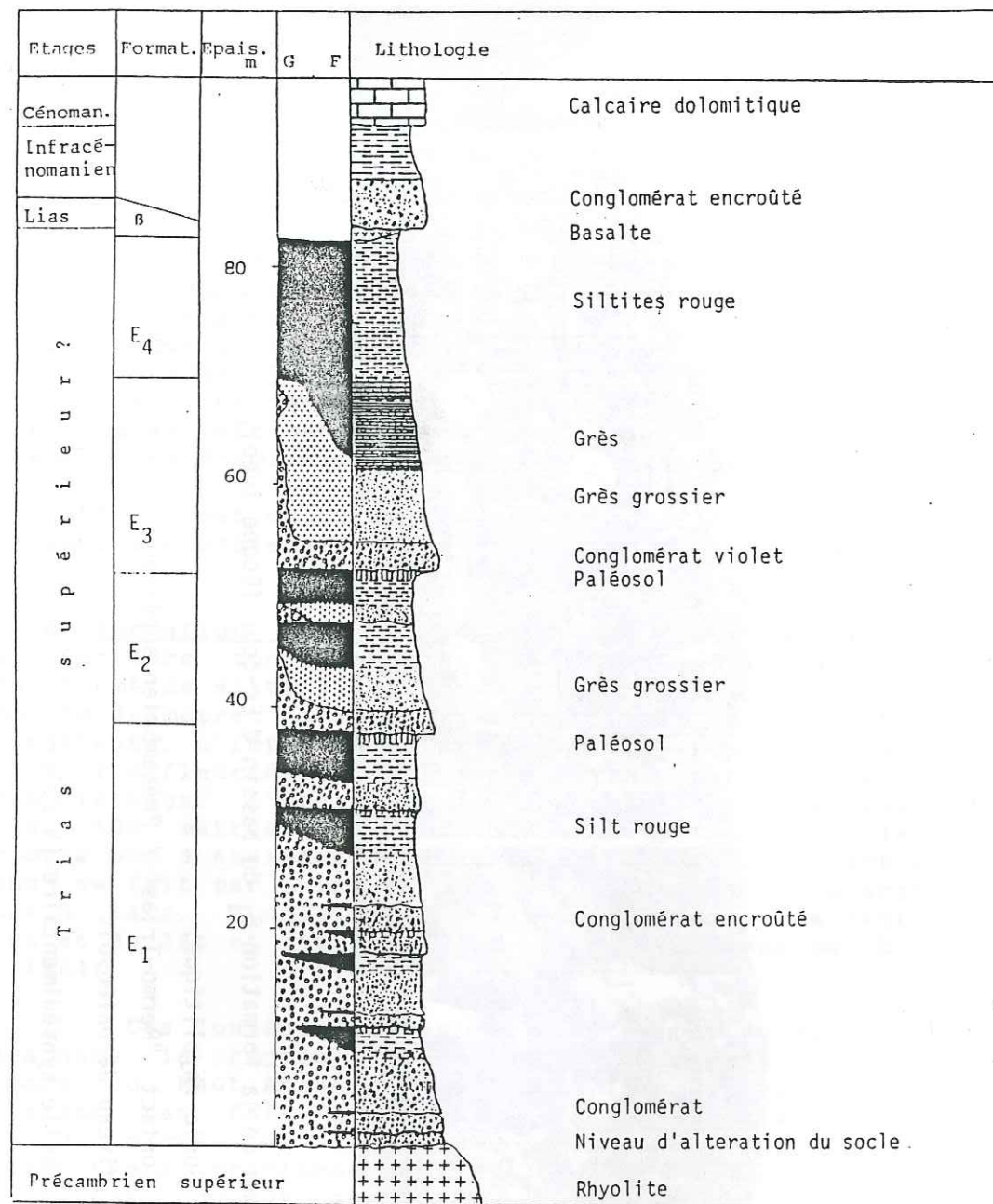


fig. 5. Coupe stratigraphique de Tamajdout.

Tamajdout, sur la rive gauche de l'Oued de Tidili. On y observe une diminution générale de l'épaisseur de la série et une plus grande fréquence du faciès conglomératique.

Formation E1: épaisse de 35 m environ, elle est composée essentiellement de conglomérat à éléments rhyolitiques et à matrice épigénisée par des carbonates. Des silts apparaissent au sommet. La sédimentation et le litage restent identiques à ceux de Ghourrassène et les encroûtements se développent aussi vers le sommet des rythmes sédimentaires.

Formation E2, débute par un conglomérat violacé de 2 à 3 mètres d'épaisseur, à éléments encore anguleux, surmonté de silt gréseux rouge dans lequel on a trouvé des terriers verticaux. Un paléosol, un peu plus épais que Ghourrassène, couronne cette formation.

Formation E3: réduite à une trentaine de mètres, elle est constituée de bas en haut par :

- . Un banc conglomératique à matrice violette.
- . Des grès chenalisés à crachées conglomératiques;
- . Une alternance laminitique de grès et de silts.

Formation E4, elle est réduite mais conserve son faciès monotone silto-argileux. Le niveau à sphérules de quartz est un peu plus développé. Elle est coiffée par un mince niveau basaltique ou directement par les dépôts infra-cénomaniens.

b) Coupe de Ouakoukia (X=299 ; Y=56,6) (Fig. 6) :

Dans cette série réduite à une trentaine de mètres, intercalée entre un socle microgranitique ou rhyolitique et une couverture cénomaniennne, seule la formation E4 reste définissable par son faciès silto-argileux rouge. Tout ce qui précède est composé de dépôts grésos-conglomératiques d'abord immatures à la base puis rythmiques pouvant correspondre soit à l'ensemble des trois formations E1, E2, E3, condensées et réduites d'épaisseur, soit à la formation E3 directement posée sur le socle.

2.3.1.4. Variation latérale vers le NW de Ghourrassène, coupe de Timmicha (X=286 ; Y=60,5) (Fig. 7) ;

Au NW d'un couloir passant par Ghourrassène et de direction NNE-SSW, quelques affleurements montrent une série très réduite composée de bas en haut, des termes suivants:

. Un conglomérat violet dont les caractères rappellent la formation E1, sans toutefois exclure la possibilité qu'il s'agisse d'un équivalent latéral d'un terme basal de la formation E3.

. Un grès rouge clair, limité vers le bas par un diastème d'érosion, et qui s'achève par des chenaux à fonds grossiers et à éléments de quartzite bien roulés. Ce niveau

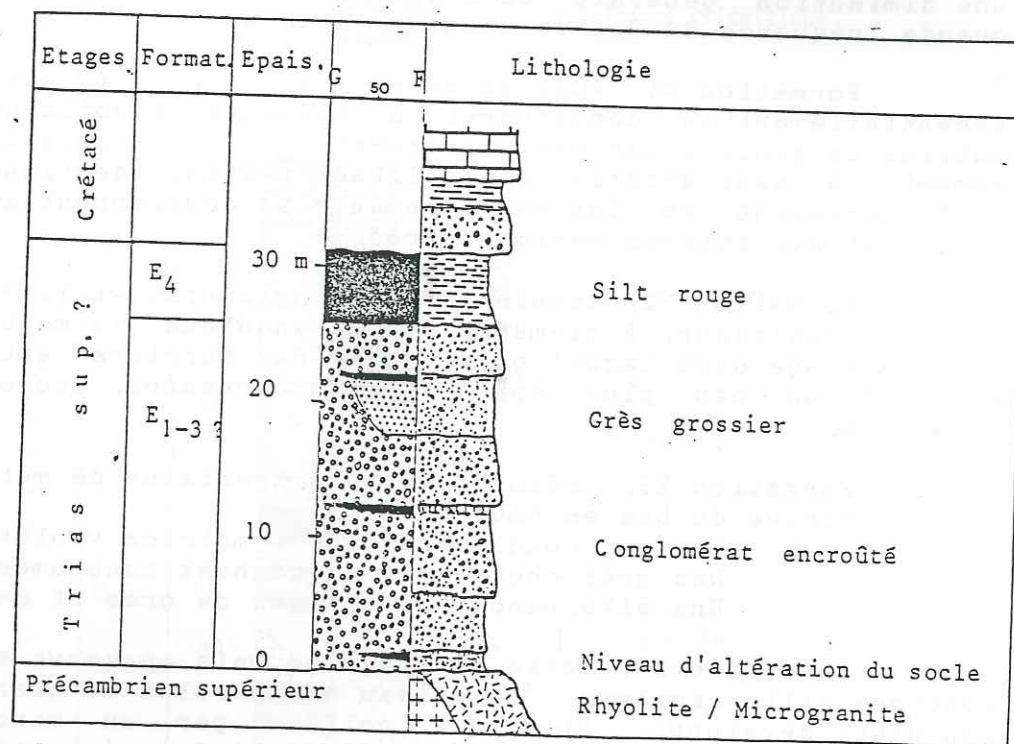


Fig.6 : Coupe stratigraphique de Ouakoukia.

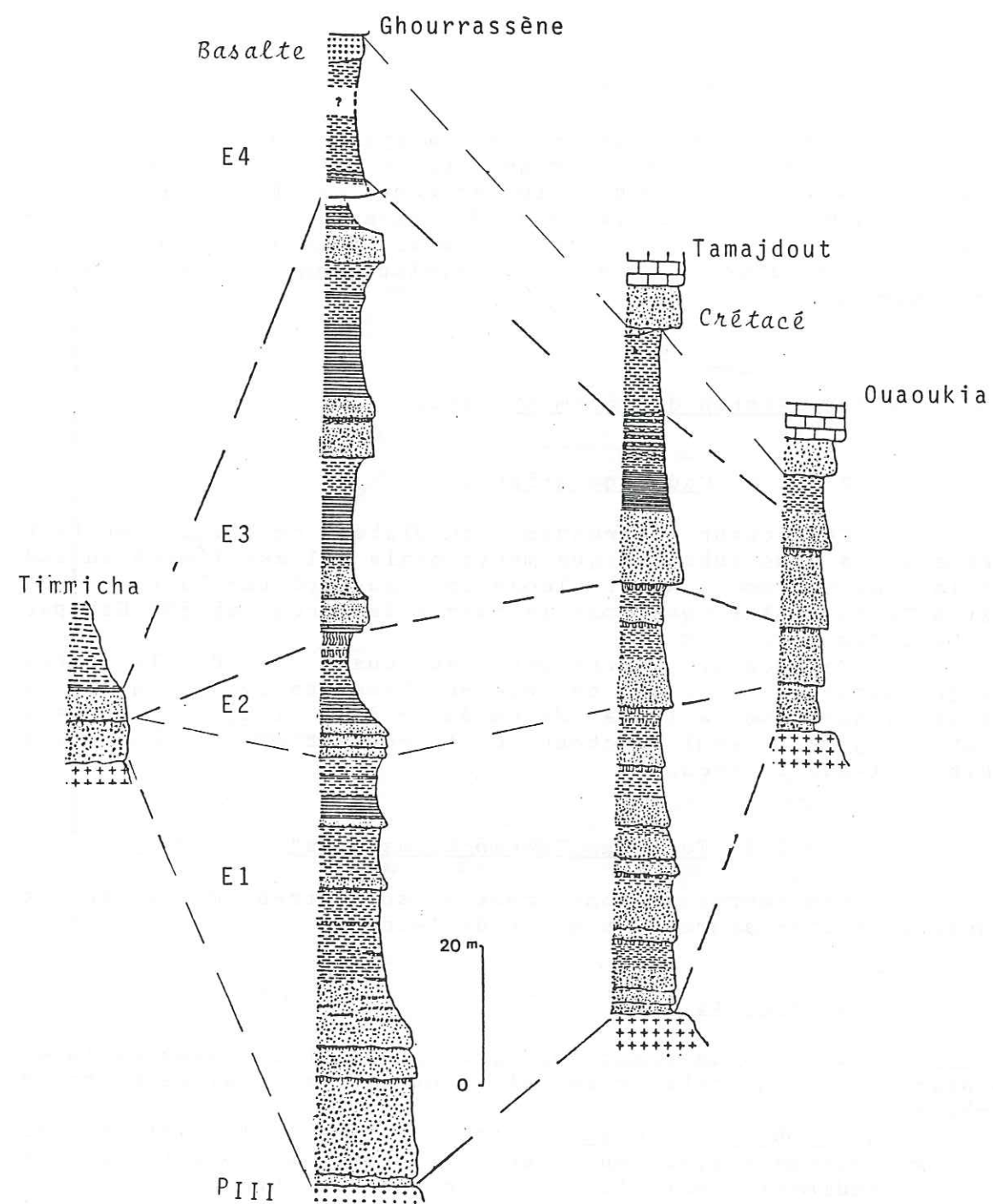


Fig.7: Corrélation au sein du bassin d'Eç-çour.

marque le sommet de la formation E3.

La formation E4, lorsqu'elle existe, repose en discordance progressive sur la formation E3.

2.3.1.5. Conclusion :

Ces variations latérales mettent en évidence une dissymétrie dans ce bassin d'Eç-cour (Fig. 7), qui est le fait d'une importante tectonique synsédimentaire. La subsidence est maximale dans la partie NNE du bassin. Les réductions d'épaisseur, rapides vers le NW mais plus lentes vers le SE s'accompagnent d'un grand développement du faciès conglomératique.

2.3.2. Région d'Ighrem n'Ougdal :

2.3.2.1. Cadre géographique :

Ce secteur correspond au plateau de Teïnant et fait partie de la zone subatlasique méridionale. Il est limité au sud par la vallée de l'Assif Tamastint, au nord par la région du Tizi n'Tichka, à l'Ouest par le massif de Tircht et à l'Est par le Khela Tamrakht (Fig. 8).

Ce secteur correspond au quart SW de la carte topographique au 1/100 000 de Telouet. La coupe type (Fig. 9) a été levée dans une vallée au NW du douar de Timloughit (Coupes A et A', Fig. 8) seul secteur où le contact avec le socle est visible (X=302,5; Y=68,8).

2.3.2.2. Terrains "permo-triasiques" :

Ces terrains sont restés solidaires du socle et constituent l'armature du plateau de Teïnant.

a) Formation E1 :

Elle repose sur un socle rhyolitique avec quelques pointements de granite rose et peut être subdivisée en trois membres;

- Un membre inférieur, épais de 2 à 15 mètres (ces variations d'épaisseurs sont régies par une tectonique synsédimentaire). Il est composé de rythmes centimétriques granoclassés de conglomérat à matrice violette et à éléments du socle (60% de rhyolite, 20% de granite, 10% de grès et quelques fragments de roches verdâtres); le percentile est de 10 cm. De nombreuses traînées blanchâtres lenticulaires, correspondants à des dépôts de flaques, s'intercalent sur toutes l'épaisseur de ce membre. Vers le sommet, ces traînées s'accompagnent de nodules puis de

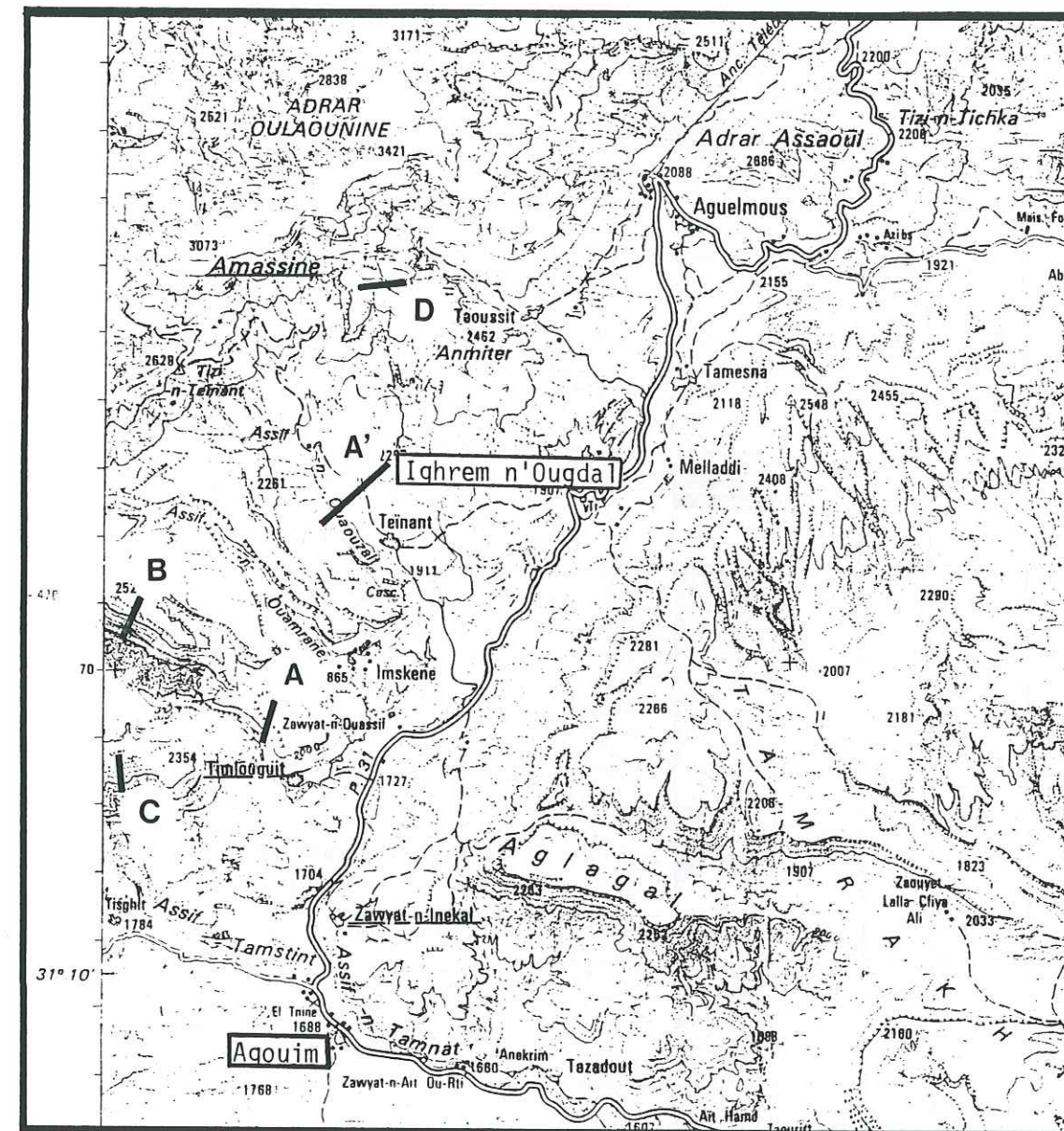


fig.8: Situation géographique des coupes du bassin d'Ighrem n'Ougdal.

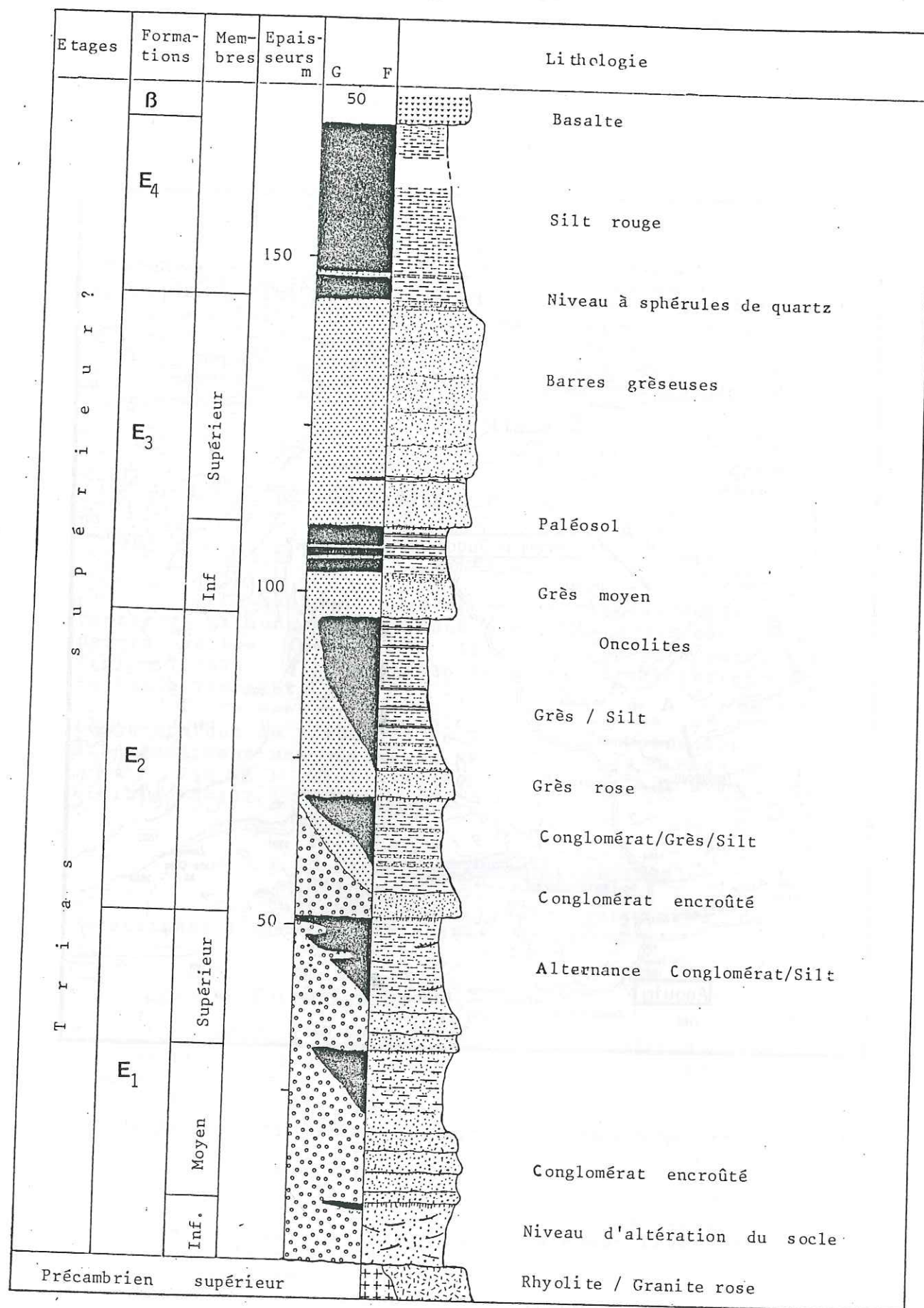


Fig. 9 : Coupe type du bassin d'Ighrem n'Ougdal.

colonnettes dolomitiques qui recoupent la stratification. Ce membre correspond à une sédimentation de l'arène rhyolitique sur un glaciais.

- Le membre moyen correspond à l'apparition de bancs indurés et comporte de bas en haut un conglomérat à éléments anguleux de rhyolite auxquels se mêlent quelques galets de granite plus émoussés et dont l'importance diminue vers le haut. Il est surmonté par une suite de rythmes (conglomérat grossier puis fin et silt) souvent coiffée par des dépôts de flaques et/ou de sols.

- Le membre supérieur débute par deux bancs conglomératiques à nombreux éléments de rhyolite et quelques galets de quartz blanc. La matrice est gréseuse. Ce membre se poursuit par des silt massifs rouge-violacé à fréquentes lentilles conglomératiques (chenaux).

Cette formation E1 est caractérisée par une sédimentation de piedmont, d'abord marquée par des dépôts de flaques puis par des dépôts de chenaux en tresse. Il convient de rappeler le développement d'une épigénie dolomitique sous forme de nuage dans la matrice des conglomérat, de colonnettes et de lentilles dans silt.

b) Formation E2, de bas en haut :

- Conglomérat à matrice épigénisée par de la dolomie et à éléments de rhyolite et de quartz blanc,
- Suite de rythmes (Conglomérat / grès rouge / silt / dolocrète),
- Banc massif de grès rose à structure entrecroisée (Litage oblique et chenaux unidirectionnels vers le NNW); une structure de slump et des moulages de terriers verticaux apparaissent au sommet du banc,
- Série granodécroissante de rythmes laminitiques (grès / silt) à diastèmes bioturbés et présentant des oncolites dans les derniers mètres.
- De minces niveaux carbonatés (dolocrète) verdâtres ou décolorés sont fréquents tout au long de cette formation qui est caractérisée par des dépôts de playa à chenaux en tresse unidirectionnels.

c) Formation E3 : Elle se compose de deux membres;

Un membre inférieur strato- et granodécroissant, constitué par:

- Un banc de grès rose chenalisé à galets mous à la base et à moulages de terriers au sommet.
- Des lamines gréseuses à diastèmes silto-argileux bioturbés.
- Un paléosol clair (dolocrète) marque le sommet de ce membre.

Un membre supérieur strato- et granocroissant constitué de barres massives de grès silicifiés, pauvres en matrice. La base de la première barre est soulignée par des niveaux de remaniements à galet mous. Les diastèmes sont de plus

en plus secs vers le haut. Les dernières barres sont marquées par des structures entrecroisées et des figures de slumping.

Le sommet de cette formation est marqué par la présence de bancs décimétriques de grès ferrugineux à terriers et à nombreuses figures de progradation vers l'ouest. Dans la topographie, ils correspondent aux dalles du plateau de Teinant qui est une structure monoclinale vers le NNE. Cette formation présente des caractères mixtes, continentaux et littoraux.

La suite de la coupe a été complétée au Douar de Teinant (coupe A') où le passage de la formation E3 à E4 est visible en rive gauche de l'Assif n'Ouaouzalt.

d) Formation E4

Elle se présente toujours sous le même faciès silto-argileux. Sa base est marquée par une grande abondance de sphérules de quartz à enduits ferrugineux. Le reste du profil renferme encore de tels sphérules mais elles sont rares et disséminées dans la masse. Des niveaux de lamines gréseuses verdâtres riches en matière organique, à traces de chalcopryrite et d'azurite, s'intercalent dans la sédimentation et présentent des structures de ripple marks. Quelques bancs de lamines silto-gréseuses rouges, à structure en minicuvettes, s'intercalent à la base de la formation, tranchant ainsi avec la sédimentation généralement massive. Les évaporites sont rares et ne sont décelées qu'en analyse par diffractométrie X. Une discordance progressive entre cette formation et la formation E3 est visible dans la cascade de l'Assif n'Ouaouzalt.

Au sud d'Ighrem n'Ougdal, des coulées basaltiques interrompent les dépôts de la formation E4 dont le sommet est marqué par un niveau de silts à talc, de couleur gris-verdâtre, dû à un thermométamorphisme.

A Zawyat n'Inekal, un niveau de silt sableux rouge s'intercale entre la coulée récurrente et les coulées précédentes. A l'Ouest d'Agouim, des dykes d'orientation N60 affleurent le long de la piste menant à Eç-çour.

2.3.2.3. Variations latérales (Fig. 10)

Vers le sud, la formation E1 est marquée par une diminution de l'épaisseur de chacun de ses membres. Les paléosols y sont toujours fréquents; l'importance des dalles dolomitiques dans le membre intermédiaire s'amplifie. Les galets de rhyolite prédominent toujours mais ils sont accompagnés par une variété d'autres roches : granite, grès, roches vertes, quartz blanc, pélites. La chenalisation est bien développée.

La formation E2 est réduite à une trentaine de

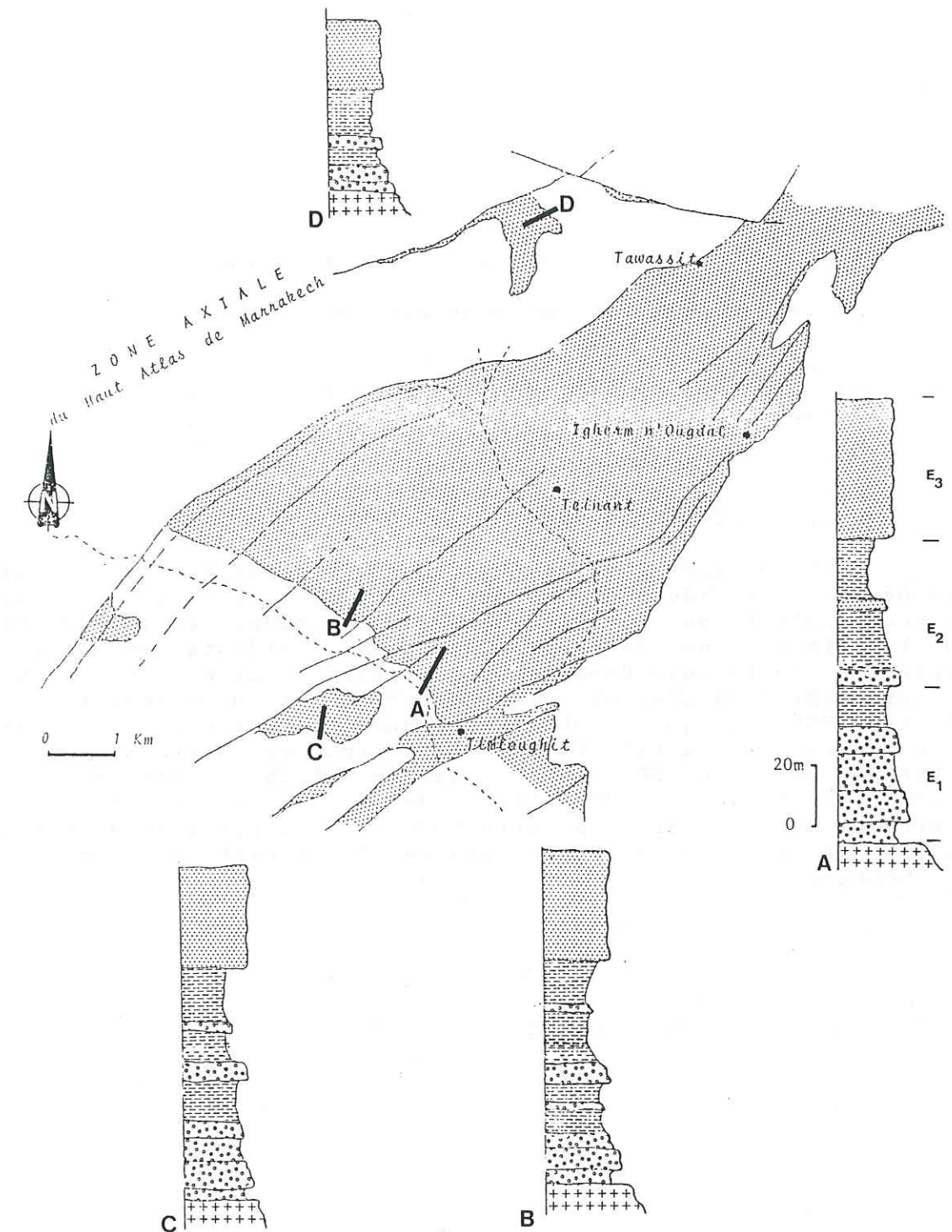


fig.10: Bassin d'Ighrem n'Ougdal: Variations latérales.

mètres. Cette réduction s'amplifie localement vers l'Ouest, par le jeu synsédimentaire des failles N60 et la présence de paléorelief. Elle est plus riche en éléments grossiers.

Le membre inférieur de la formation E3 devient plus gréseux; le membre supérieur est constitué de deux barres gréseuses séparées par des grès laminitiques à joints silteux.

La formation E4 est complètement érodée.

La réduction de cette série vers le sud s'observe aussi vers l'Ouest, à l'amont de la vallée et dans la région d'Amassine au pied de l'Adrar Oulaounine (Fig. 10).

2.3.2.4. Conclusion

Le bassin d'Ighrem n'Ougdal est situé entre les deux branches de l'Accident de Tidili (chap. VIII); la branche septentrionale passe par le douar de Timploughit et la seconde dans le plateau de Teinant. Ces deux accidents contrôlent l'essentiel de la subsidence et de la sédimentation. Vers le SW, la série est réduite et vient buter contre un paléorelief de direction WNW-ESE qui s'atténue progressivement vers l'Est par le jeu normal des accidents N60. Le maximum de subsidence est à rechercher vers le NE, là où la formation E4 est la mieux développée. Les deux directions de réduction de la série permettent d'envisager une structure en bassin dissymétrique pour ce secteur, le secteur du plateau de Teinant correspondant à sa bordure NW.

2.3.3. Région d'Imini : (fig. 2)

2.3.3.1. Cadre géographique et géologique :

Ce secteur fait partie du bassin de Ouarzazate : vaste dépression synclinale à coeur néogène. Il est limité au nord et à l'Est par les plateaux des khela, au sud par les premiers reliefs du Siroua, à l'Ouest par la vallée de l'Assif n'Tidili. L'accès se fait aisément par la RP 31 et par la route privée de la mine d'Imini.

Ce secteur est connu par son gisement de manganèse localisé dans la formation céno-mano-turonienne. Il a été étudié par Neltner (1938) et, plus récemment, par Alghouti (1984). Il se présente sous forme d'une boutonnière allongée E-W à coeur paléozoïque. La série "permo-triasique", très réduite, affleure à la faveur d'une flexure érodée d'orientation est-ouest, et repose en discordance sur un socle constitué de schistes argentés cambro-ordoviciens. La coupe type (X=317,2; Y=56,7) (Fig. 11) a été levée sur la rive droite de l'Oued Imini à l'Ouest du village d'Aït -Ibourk.

2.3.3.2. Coupe type des terrains permo-triasiques :

(PL. 3 et fig. 11)

a) Formation E1 : (20 mètres) on lui attribue les dépôts grés-conglomératiques violets de la base de la série dans lesquels on distingue :

Un membre inférieur de 5 mètres environ formé d'un grès conglomératique qui repose sur les schistes sous-jacents par l'intermédiaire d'un niveau gréseux ocre-jaune. Les éléments sont essentiellement des débris de schistes et de rhyolites du socle. Le litage est oblique. Ce membre est caractérisé par la présence de piliers carbonatés d'une dizaine de centimètres (cf. chap. VII) et de taches de même nature sub-parallèles au litage.

Un membre supérieur conglomératique qui se compose des niveaux suivants;

. Conglomérat bréchique (centile de 10 cm) à litage incliné vers le nord.

. Conglomérat silteux, chenalisé, à croûte laminitique blanchâtre.

. Conglomérat polygénique granocroissant à éléments allant de 1 à 5 cm (Rhyolite, quartzite, grès et débris de roches volcaniques verdâtres), coiffé par des mud cracks profonds associés à des moulages en place de terriers verticaux et qui marque le sommet de la formation.

Latéralement cette formation E1 diminue d'épaisseur vers l'Ouest mais conserve sa disposition en deux membres, inférieur et supérieur. La disparition de la couleur violette marque sa limite supérieure, au sommet d'un banc conglomératique granocroissant, séparé du niveau suivant par un diastème majeur.

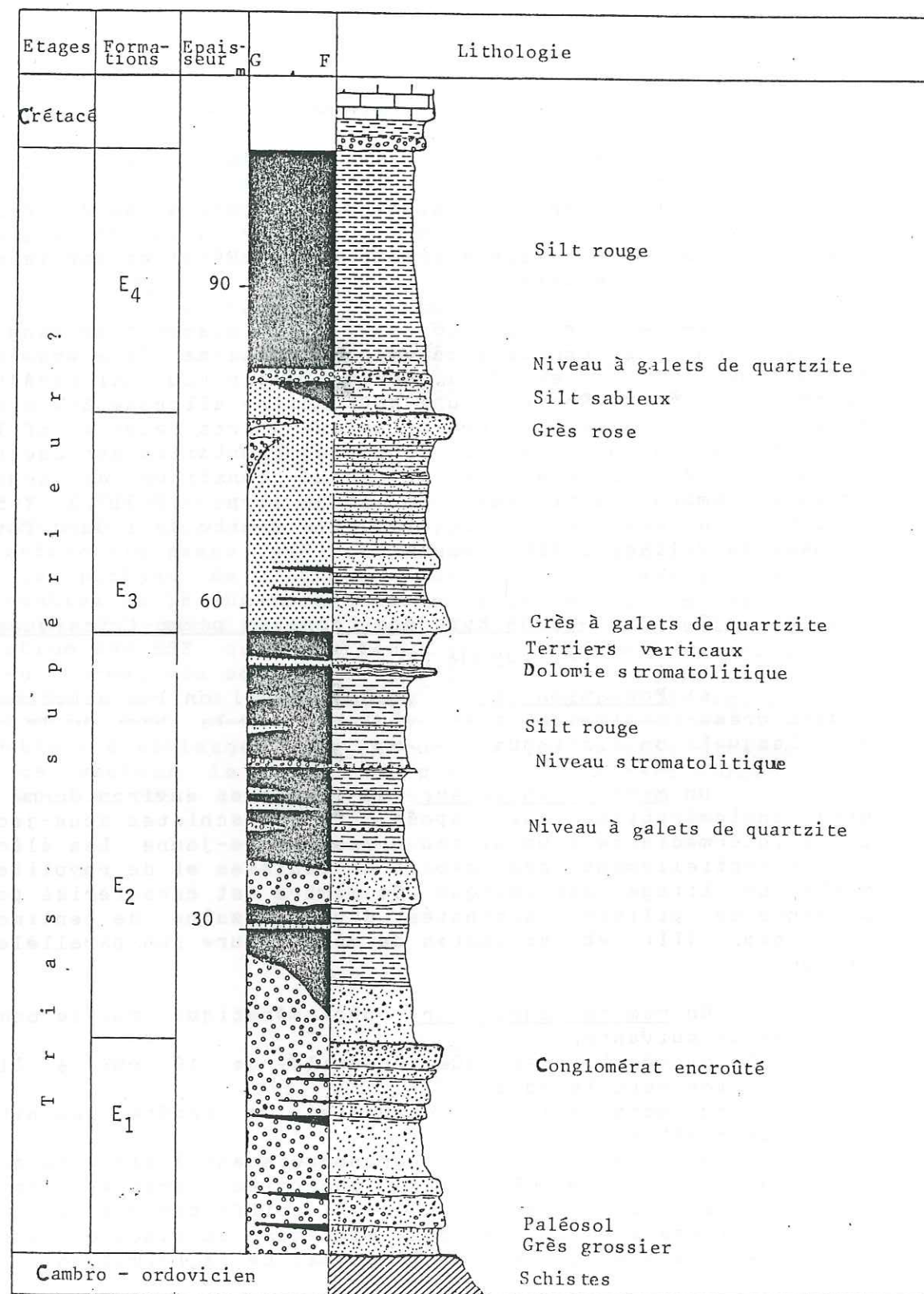
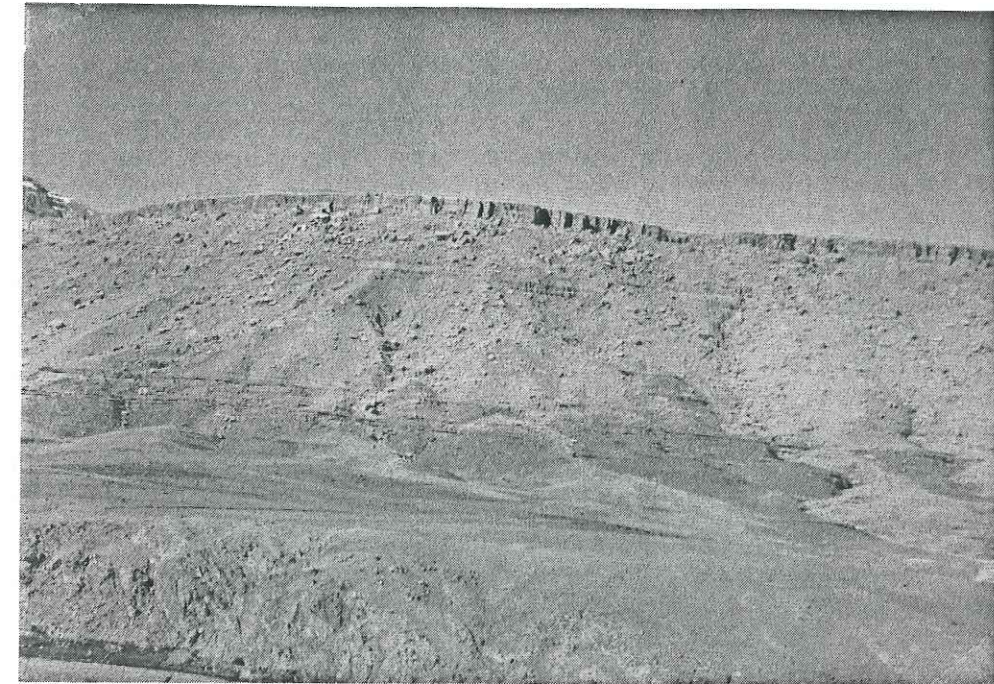


Fig.11 : Coupe du bassin d'Imini.



Pl. 2: Coupe du "Permo-Trias" de la rive gauche de l'Oued Tidili.



Pl. 3: Coupe du "Permo-Trias" de la région d'Imini.

b) **Formation E2** : Epaisse d'une trentaine de mètres, elle se compose de bas en haut par;

. Une coulée boueuse à éléments grossiers qui passe rapidement à un conglomérat fin chenalisé puis à des silts rouge de plaine d'inondation renfermant quelques corps lenticulaires gréseux (chenaux).

. Un banc conglomératique riche en matrice.

. Suite de chenaux en tresse conglomératiques à galets de quartzite, certains bien roulés et d'autres à facettes. Le sommet est marqué par un banc stromatolitique discontinu, rubané, conséquence d'une épigénie algaire sur des dépôts de flaques.

. Des silts massifs avec quelques chenaux gréseux, coiffés par un banc stromatolitique épais de 0.5 à 1 mètre, continu, bien marqué topographiquement et qui détermine la limite supérieure de la formation (Pl. 4).

Cette formation augmente d'épaisseur vers l'Est où elle est caractérisée par une plus grande importance des silts ainsi que par la présence de dépôts de carbonates lenticulaires de flaques. La totalité des chenaux s'écoule vers le nord.

c) **Formation E3** : Nettement différente de celle des autres régions du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech, elle se compose néanmoins d'une partie inférieure grès-silteuse et d'une partie supérieure grès-conglomératique;

-La partie inférieure (5 à 10 m) est formée de silt sableux de couleur claire dans lequel on retrouve des terriers verticaux de 10 à 20 cm, surmonté d'un banc de grès rose dont le toit est marqué par des profondes fentes de dessiccation.

-La partie supérieure est constituée par:

. Des plaquettes centimétriques gréseuses à galets de quartzite d'abord isolés dans la masse puis rassemblés en gouttières (Chenaux d'estuaire).

. Un banc massif de grès rose à minicuvettes et qui constitue le sommet de la formation.

d) **Formation E4** : Elle est toujours silto-argileuse à évaporites que l'on observe particulièrement bien sous forme de plaquettes de gypse fibreux vers le nord le long de la vallée de l'Oued Imini. Les silts sableux à sphérules de quartz qui marquent la base de la formation sont ici beaucoup plus abondants. En outre, cette formation présente aussi la particularité de contenir un banc de graviers grossiers à galets (Pl. 5b) de quartzites en vracs (centile à 25 cm). Ces galets sont allongés suivant une direction N-S et inclinés tantôt vers l'Ouest tantôt vers l'Est. Ils caractérisent un cordon de tempête sur un rivage et sont surmontés par 5 à 6 mètres de silts et de sables. Ce niveau peut reposer directement sur la formation précédente ou s'intercaler dans la masse silto-



PL. 4: Niveau stromatolitique de la formation E₂ de la région d'Imini.

Non loin de cette coupe, à proximité de la mine d'Imini, un conglomérat violacé, épais de 5 mètres environ, pris en pincée par la faille d'Imini, peut représenter une série condensée de ce "Permo-Trias". Plus au sud, cette série disparaît complètement et les terrains crétacés reposent directement sur le socle précambrien.

3.1. Cadre géographique et géologique (Fig. 12):

- Au sud par le couloir sud atlasique, jalonné par des accidents inverses.
- Au nord par des accidents chevauchants ou inverses, branches latérales de l'accident du Meltsen.
- A l'ouest par les massifs de Tircht et du Jbel Bou-Ourioul.
- A l'est par le Haut Atlas central.

Le socle affleure nettement depuis le col du Tichka jusqu'aux abords du village de Zerekten (Flanc nord de la chaîne). Il est constitué d'une épaisse série paléozoïque peu plissée qui repose sur les rhyolites précambriennes (Fig. 13).

Ces terrains "Permo-triasiques", discordants sur le socle, constituent l'armature du Haut Atlas de Télouet où ils sont connus sous le nom de "Pont de Télouet" depuis les travaux de L. Moret (1938). Ce pont assure le passage du flanc sud au flanc nord du Haut Atlas de Marrakech.

Malgré diverses ressemblances avec la série type de la zone des Hauts plateaux atlasiques (Faciès sud, Biron 1982), j'ai préféré conserver les subdivisions établies dans le flanc

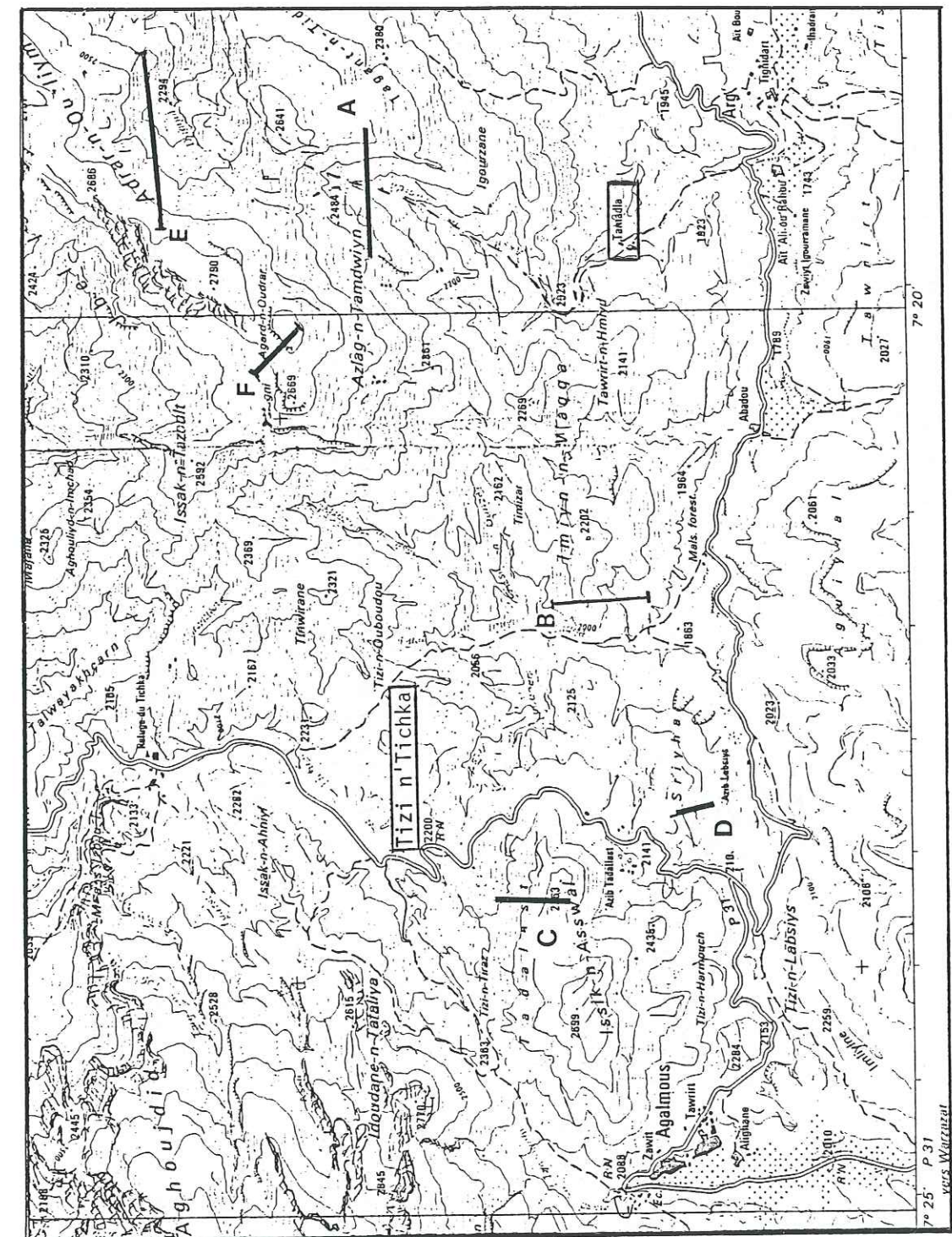
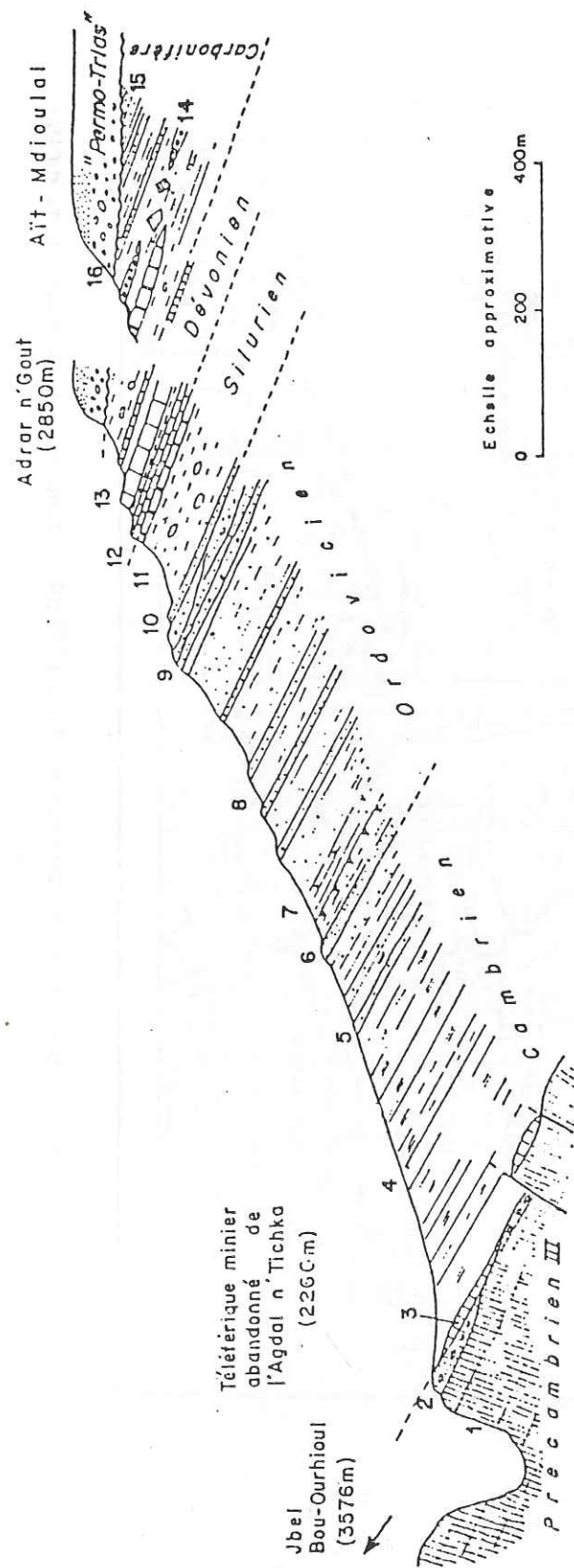


fig.12: Situation géographique du secteur du Tizi n'Tichka (zone axiale du Haut-Atlas de Marrakech)



1: Rhyolite du P III- 2: Conglomérats lenticulaires à galets du Précambrien- 3: Calcaires roses équivalents de la "Brèche à Micmacca", Cambrien inférieur- 4: Schistes à Paradoxides, Acadien 5: Pélites micacées, Cambrien ou Ordovicien- 6: Grès à petits galets de rhyolite- 7: Pélites à cone-in-cone, Arenig- 8: Grès-pélites et grès micacés, Llandeilo-Caradoc- 9: Grès et quartzites, Ashgill- 10: Grès grossier, Llandovery- 11: Pélites et grès à Trilobites du Ludlow- 12: Calcaires crinoïdiques, Lochkovien- 13: Calcaire à conodontes, Eifélien et pélites micacées, Dévonien ou viséen- 14: Flysch avec barre calcaire discontinue, Viséen- 15: Grès à plantes, Namurien et West-phalien- 16: "Permo-Trias".

fig. 13: Coupe stratigraphique du socle anté-permo-triasique du Tizi n'Tichka

(in MICHARD, 1976)

sud pour faciliter les corrélations entre les deux flancs de la chaîne. Les coupes A, E et F ont été levées au nord sur l'axe actuel de la chaîne et les coupes C, D et E au sud du principal accident qui passe dans la dépression Aguelmous-Telouët.

3.3.1. Coupe type de l'Assif n'Tamadla (X=318; Y=78) (Fig. 14): Coupe A,

a) Formation E1 :

Elle débute par un mince niveau gréseux ocre jaune d'altération du socle. Elle est essentiellement constituée par des rythmes décimétriques de grès grossier à conglomératiques (Pl. 5a) s'achevant par des silts. Les éléments des conglomérats sont à dominante rhyolitique (80 %) auxquels se mêlent des galets de granite, de grès, de quartz blanc et des débris de schistes (20%). La matrice est gréseuse à microconglomératique. Cette composition lithologique rappelle le faciès F3 ou conglomérat de Timalizène (Biron, 1982).

b) Formation E2 :

On la fait débiter avec les premiers bancs gréseux qui tranchent avec la grossièreté des grès conglomératiques de la formation précédente. Sa partie inférieure est constituée d'une intercalation de bancs de grès moyen ou grossiers, à matrice ferrugineuse et de silt rouge brique. Ces silts dominent dans la partie moyenne de la formation où on observe cependant quelques bancs de grès rouge clair finement laminé et à quartz nourris (Chap. VII). Le sommet de la formation est marqué par une alternance de grès, constituants des chenaux très étalés et de silts de débordements.

Cette formation est caractérisée par la présence de petites racines dans les niveaux silteux inférieurs et par un ichnofaciès très développé dans les diastèmes silto-argileux (Nombreuses traces et pistes de paccage d'invertébrés).

c) Formation E3 :

Le membre inférieur est constitué d'une suite de séquences grés-silteuses grano- et statocroissantes, de couleur souvent brune et se terminant par des grès plus clairs. La chenalisation est bien développée, soulignée par des galets mous à la base des lentilles gréseuses. Des traces de pas de vertébrés, observées sur des blocs éboulés, sont à rapporter à ce membre qui serait donc analogue au membre F5a défini à Aït Tamlil (El Youssi, 1986).

Le membre supérieur débute par une suite grano- et stratocroissante de séquences grés-silteuses rouge clair, d'abord décimétriques puis métriques. Des figures de slump, des structures entrecroisées, du litage oblique (pli ou en auge) accompagnent le sommet de ce membre. Des fonds de chenaux présentent des végétaux flottés. Un épisode conglomératique à galets de quartzite bien roulés marque le sommet de cette

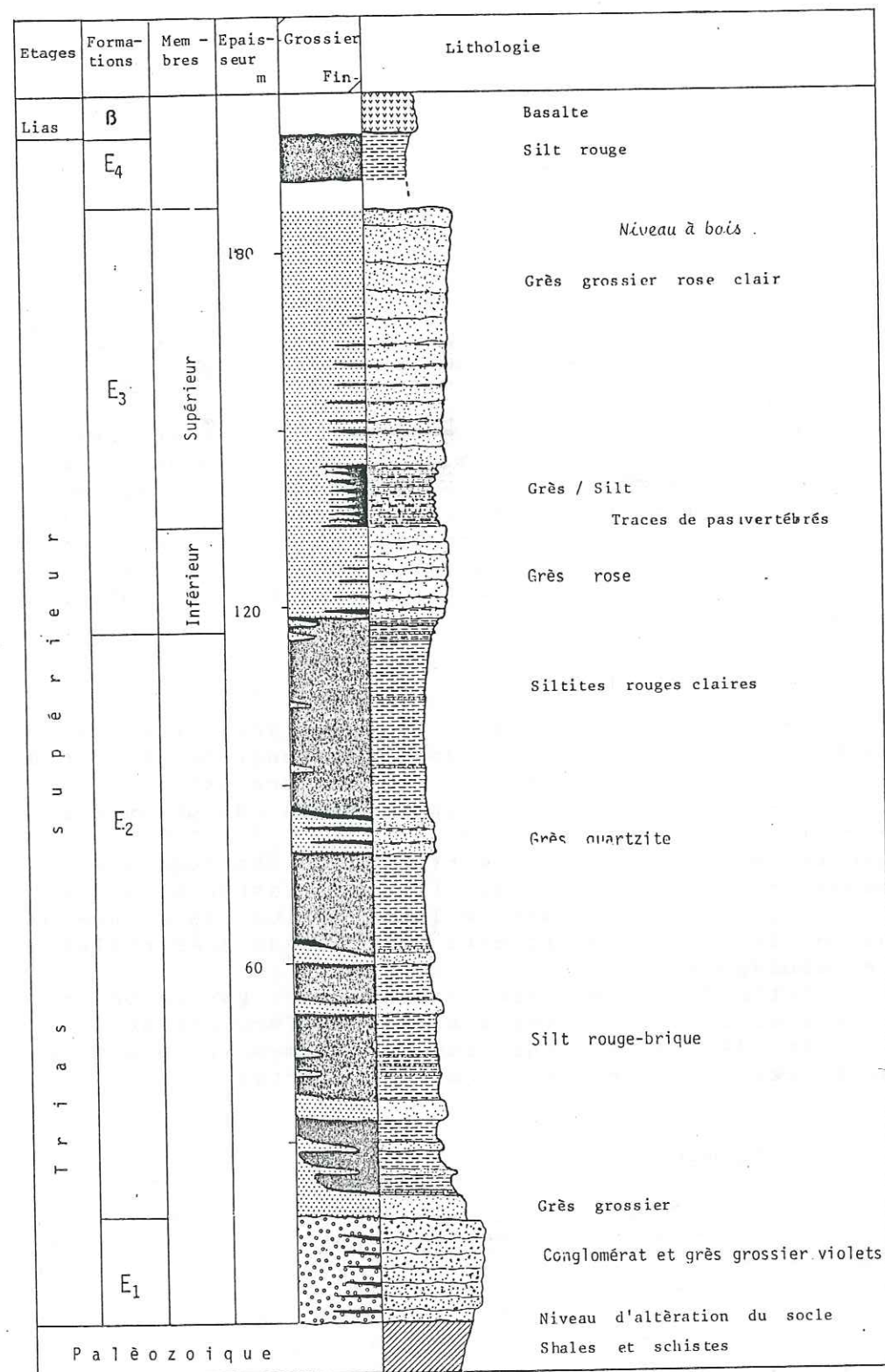
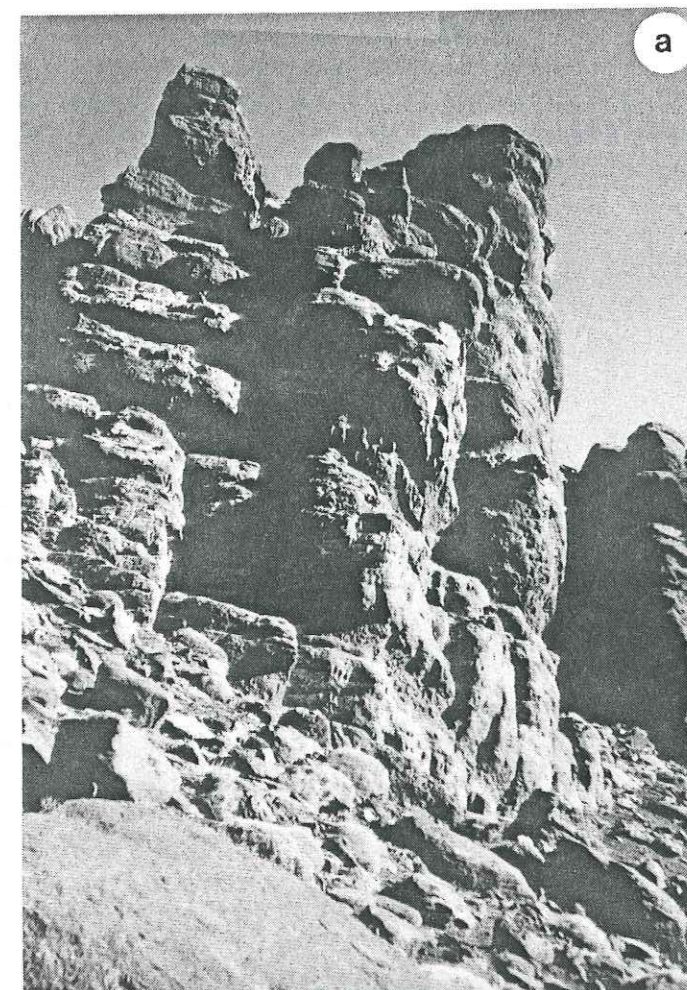


Fig.14 : Coupe Type du Bassin du Tizi n'Tichka - Telouet



P1.5:
a- Contact Trias /Paléozoïque
coupe A du Tizi n'Tichka.



b- Passage conglomératique entre
 E_3 et E_4 .

formation et le passage à la formation suivante. Ce membre présente des analogies avec les membres F5b et F5c définis à Aït Tamliil (ElYoussi, 1986). Une subdivision de ce membre supérieur en deux membres analogues à F5b et F5c apparaît progressivement vers le NE, dans la région d'Adrar n'Ouzlim.

d) Formation E4 :

Absente sur les reliefs, elle affleure le long du couloir allant de Tizi Labsis à la cuvette de Telouët. Sa nature silto-argileuse a favorisé le décollement de la couverture sus-jacente (Laville, 1980 - Ferrandini, 1982) au cours de l'orogénèse atlasique. Aucune structure sédimentaire n'y est visible. Elle est toutefois reconnaissable par sa position stratigraphique, intercalée entre les grès de la formation E3 et les coulées basaltiques, ce qui permet de la différencier des dépôts rouges jurassiques. A Aguelmous, sa base est constituée par des bancs grés-silteux avant de passer rapidement au faciès général silto-argileux.

Cette formation peut être aisément assimilée à la formation F6 (Biron, 1982).

Des basaltes coiffent cet ensemble le long du couloir sud atlasique.

3.3.2. Variations latérales : (Fig. 15)

a) Coupes B, C, D et F :

La formation E1, de faciès F3, est représentée par 2 à 5 mètres de conglomérats polygéniques (des galets de longueur supérieure à 30 cm y ont été observés), à matrice souvent épigénisée par de la calcite (Chap. VII). Ce phénomène est caractéristique de la formation F3 sur le flanc nord du Haut Atlas (ElYoussi, 1986).

La formation E2, de faciès F4, est réduite à une dizaine de mètres. Plus silteuse, de couleur rouge brique, elle est toujours caractérisée par un ichnofaciès bien développé au sommet des bancs centimétriques silto-argileux. Elle se réduit localement sur des paléoreliefs (Chap. VIII). On ne peut toutefois exclure le rôle de la tectonique atlasique ultérieure dans cette réduction.

La formation E3, de faciès F5, est disloquée par la tectonique le long du couloir sud atlasique, ce qui engendre des séries à pendage subvertical à inverse. Une réduction d'épaisseur s'y observe d'Est vers l'Ouest et du NE vers le SW. L'épisode conglomératique déjà décrit surmontant une zone à végétaux flottés, marque le début de la formation sus-jacente. Le litage entrecroisé dans de nombreuses directions (coupe D) et la présence de flasers annoncent les influences littorales.

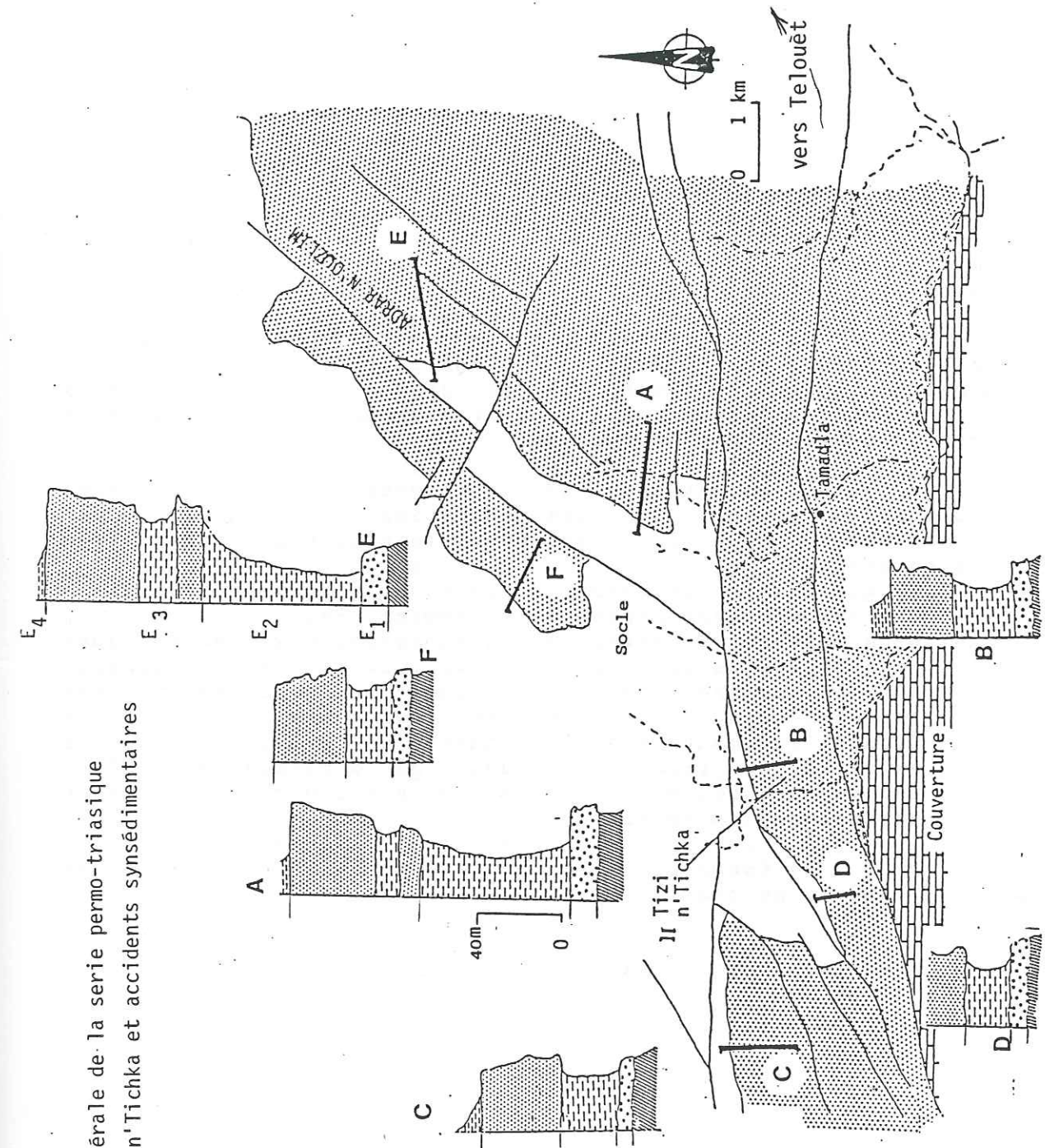


fig.15: variation latérale de la série permo-triasique dans le Tizi n'Tichka et accidents synsédimentaires associés.

La formation E4, de faciès F6, et les basaltes qui la surmontent restent cantonnés le long de la dépression sud atlasique.

b) Coupe E. de l'Adrar n'Ouzlim :

Avec cette région, débute le faciès classique du Trias du Haut Atlas de Marrakech (Beauchamp, 1982).

La formation E1 ou faciès F3 est représentée par un conglomérat polygénique à éléments du socle. La matrice est gréseuse à microconglomératique. Son épaisseur varie peu (10 à 15 mètres) par rapport à la coupe type. Dans la topographie, elle forme la première "corniche" du Jbel Issiys.

La formation E2 ou faciès F4 débute par quelques niveaux gréseux puis passe rapidement au faciès silteux rouge, général sur le flanc nord de la chaîne. Les corps gréseux lenticulaires observés au SW sont très réduits. Le passage à la formation suivante est progressif.

La formation E3 présente des caractères lithologiques typiques de la formation F5 subdivisée par ElYoussi (1986) plus à l'Est dans la région d'Ait Tamlil en trois membres :

* Le membre inférieur grano- et stratocroissant, à chenaux métriques, rappelle le membre F5a;

* Le membre supérieur est d'abord silteux avec quelques intercalations gréseuses; cette partie est à corréluer avec le membre F5b puis il passe progressivement à des barres métriques lenticulaires de grès massif riches en figures sédimentaires (figures de slump, structures entrecroisée, litage oblique de progradation). Cette partie supérieure de ce membre serait donc l'équivalent logique du membre F5c.

La formation E4 ou faciès F6 est absente par érosion dans ce secteur.

4. LE FLANC NORD DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH Région de l'Arbâa n'Tighadiwyn (ou de Talatast)

4.1. Cadre géographique et géologique : (Fig. 2)

Située sur le flanc nord du Haut Atlas, à 45 Km au SE de Marrakech, la région de l'Arbâa n'Tighadiwyn correspond à la moyenne vallée de l'Oued Zat. Elle est limitée;

. Au sud, par l'accident du Meltsen (Proust, 1973) et les massifs de Bou-Ourhioul et d'Ourgouz;

. Au nord, par la dépression d'Aït Ourir et la plaine du Haouz;

. A l'est, par la vallée de l'Oued Rdat;

. A l'ouest, par le plateau du Yagour.

Cette région fait partie de la zone sub-atlasique septentrionale (Moret 1931, Roch 1938) et constitue l'extrémité orientale de l'anticlinal Ourika-Zat (Proust, 1973):

La première étude stratigraphique des dépôts rouges discordants sur le Paléozoïque, est due à Lemoine (1905) qui distingue une partie inférieure grése-conglomératique décrite sous le nom de "Grès de Zerekten" et une partie supérieure silteuse à évaporite coiffée par les basaltes.

M. Saadi (1976) étudie la région en vue d'une prospection de cuivre dans les grès et établit une carte géologique au 1/25.000 des environs de l'Arbâa n'Tighadiwyn.

P.E. Biron (1982) fournit une coupe schématique de la série permo-triasique de la vallée de l'Oued Zat.

4.2. Les terrains ante-permotriasiqes :

Ils se composent essentiellement de schistes jaunes ou noirs, d'âge viséen, qui affleurent largement depuis la vallée de Tafrawt à l'ouest jusqu'à la vallée de Tighadiwyn à l'est, à la faveur de deux accidents, subverticaux à inverses: celui de Talatast au sud et celui d'Adrar n'Tissiyi au nord. Ces schistes sont surmontés en discordance par un conglomérat grossier à éléments de quartzite, attribué au Stéphanien (Beauchamp et al, 1988).

4.3. Terrains permo-triasiques :

4.3.1. Région de l'Est de l'Arbâa n'Tighadiwyn :

Ces terrains sont comparables à la série classique de la zone sub-atlasique septentrionale (Biron, 1982). Pour le levé cartographique de cette région, j'ai donc adopté les subdivisions de cet auteur. Le contact avec le Paléozoïque s'observe à Chaâbat Tighriyn à l'Est de l'Arbâa n'Tighadiwyn.

4.3.2. Caractères lithologiques de cette série :

a) Formation F1 ou Conglomérat d'Anrar (épaisse de 2 à 10 mètres):

Cette formation débute par un conglomérat à éléments du socle; la sédimentation est d'abord en vrac, puis rythmique à structure entrecroisée. Elle s'affine progressivement et passe à des dépôts grés-silteux. Le passage à la formation F2 est progressif et correspond à la disparition de la prédominance des éléments grossiers. On n'y observe pas de lave de type spilitique.

b) Formation F2 ou Siltites de Cham-el-Houa (épaisse de 50 mètres): Elle est composée de matériau silteux peu évolué, rouge-brun avec quelques niveaux gréseux.

c) Formation F3 ou Conglomérat de Timalizène (épaisse de 30 mètres):

Contrastant avec les silts sous-jacents, cette formation est constituée de rythmes grés-conglomératiques à galets de quartzite, de rhyolite et de quartz blanc. L'épigénie de la matrice par de la calcite est caractéristique de cette formation sur le flanc nord du Haut Atlas (El Youssi, 1986).

d) Formation F4 ou Siltites d'Anoufig (épaisse de 200 mètres environ):

Elle débute par des niveaux gréseux, puis passe rapidement à son faciès silteux rouge. Elle est caractérisée par des concrétions calcaires, par la présence de pseudomorphoses de cristaux de sel et d'importantes traces d'activité organique (Biron 1982; El Youssi 1986). Le passage à la formation suivante est progressif.

e) Formation F5 ou Grès de l'Oukaïmeden s.l. (épaisse de 250 mètres):

Elle débute avec les premières lentilles gréseuses et forme dans la topographie, la falaise du Jbel Tighriy. Elle est constituée de trois membres:

- Un membre inférieur ou F5a d'El Youssi, grano- et stratocroissant, constitué de rythmes grés-silteux. On y a observé trois niveaux à valves ouvertes de lamellibranches dont la présence caractérise ce membre.
- Un membre moyen ou F5b, silteux, rouge brique, qui constitue dans la topographie une dépression très nette soulignée par un grand développement de la végétation.
- Un membre supérieur ou F5c (Grès de l'Oukaïmeden s.s., El Youssi 1986), constitué de barres de grès moyen, à diastèmes de plus en plus secs vers le sommet; des galets de quartzites sont noyés dans la masse gréseuse du sommet de ce membre.

e) Formation F6 ou Siltites de Tafilalet:

Elle n'est représentée dans cette région que par de rares placages de silts rouge clair conservés dans les dépressions. Elle affleure mieux au nord et au sud de l'Adrar n'Gadrouz.

4.3.3. Variations latérales :

Les formations antérieures à la formation F5 n'affleurent que dans la région de l'Arbâa n'Tighadiwyn que nous venons de décrire. On ne pourra donc faire état que des variations qui affectent les formations F5 et F6.

La formation F5 augmente d'épaisseur depuis Maçtour Tazagla au nord jusqu'à au Jbel Tazagla au sud où l'Oued Zat l'entaille profondément sans atteindre sa limite inférieure. A partir de là, une diminution d'épaisseur s'amorce vers le sud à l'approche de la zone axiale mais l'absence de contact stratigraphique Socle / Trias ne permet pas de confirmer cette observation faite au fond de la cluse du Zat. Nous rappelons que sur le flanc sud du Haut Atlas de Marrakech, nous avons décrits la même diminution d'épaisseur de la série "permo-triasique".

La formation F6 affleure bien au nord, au pied des reliefs et au sud le long des Oueds de Tighadiwyn et de Brirou, dans la dépression de Mriwat. Elle se présente sous son faciès classique silto-argileux, massif, rouge clair et scelle les dépôts plus ou moins faillés de la formation F5. Les évaporites sont importantes au sommet de la formation, sous forme de plaquettes de gypse fibreux noyées dans la sédimentation massive. Cette formation a joué un rôle important lors de la tectonique atlasique puisqu'elle a servi de niveau de décollement à toute la couverture post-triasique (J. Ferrandini, 1982). Son épaisseur ne peut être estimée et aucune structure sédimentaire n'y est visible.

Les basaltes affleurent nettement au nord, dans les régions d'Aït-Ourir et de Sidi Rahal où ils ont faits l'objet d'études détaillées (Tane et al, 1983). Ils ont été subdivisés en quatre formations, chacune étant constituée par de nombreuses coulées.

5. PALEONTOLOGIE :

les séries du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech ont toujours une réputation de série azoïque. Les recherches palynologiques que j'ai entreprises dans les niveaux verdâtres se sont avérées stériles, sept échantillons prélevés dans diverses formations ont montré une matière organique trop évoluée pour avoir conservé des fossiles (Pollens) déterminables (com. orale, Mlle J. Doubinger que je remercie ici d'avoir bien voulu se pencher sur ce problème).

5.1. Traces d'activité organique :

5.1.1. Traces d'invertébrés :

-/ Les terriers sont nombreux dans les trois premières formations du flanc sud. Dans la région du Tizi n'Tichka, ils apparaissent surtout dans la formation E2. Ce sont des moulages verticaux ou horizontaux, associés aux dalles centimétriques gréso-silteuses. Ces moulages sont attribués à des annélides polychètes du genre *Scolenia* (Hantzschell W. 1975) et sont déjà connus dans les séries du Haut Atlas (Biron 1982; ElYoussi, 1986).

-/ Des moulages de terriers verticaux en place ont été découverts dans la formation E1 d'Imini (PL. 6/2) et de Tamajdout. Un second niveau de moulage de terriers a été découvert à la base de la formation E3 des deux coupes précitées, dans des niveaux silteux. Il est utilisé comme repère et permet de corréler les deux régions d'Imini et de Tamajdout.

-/ Des figures de paccage d'annélides existent dans la formation E2 d'Ighrem n'Ougdal et du Tichka.

-/ Des concrétions calcaires ont été observées dans la formation E1 de la coupe D du Tizi n'Tichka. Elles se présentent sous forme de sphérules micritiques et suggèrent une origine organique. Des oncolites ont été trouvés dans les derniers mètres de la formation E2 d'Ighrem n'Ougdal. Biron (1982) en décrit des semblables à la base de la formation F5 dans la région de l'Ourika.

-/ Lamellibranches : Un gisement de bivalves a été découvert sur le flanc nord du Haut Atlas au pied de la falaise du Jbel Tighriyyi à l'est de l'Arbâa n'Tighadiwyn, dans des bancs centimétriques de grès de la base de la formation F5. Les

valves entièrement silicifiées sont ouvertes mais encore soudées par leur crochet. Ce gisement est à corréler avec ceux du même genre décrits à l'ouest dans l'Ourika (Biron, 1982) et à l'est (ElYoussi, 1986).

5.1.2. Traces de végétaux :

-/ Des racines d'épaisseur millimétrique sont fréquentes dans les deux premières formations d'Eç-cour et d'Ighrem n'Ougdal. Elles sont soulignées par une couleur verte entourant un noyau sombre et sont préférentiellement localisées dans les niveaux silteux rouges de fin de rythmes. Elles sont verticales, associées à des niveaux de sols dans la formation E1, subverticales et noyées dans la masse silteuse dans la formation E2. Sur le flanc nord, j'en ai observé essentiellement dans la formation F2 et à la base de la formation F4 de la région de l'Arbâa n'Tighadiwyn.

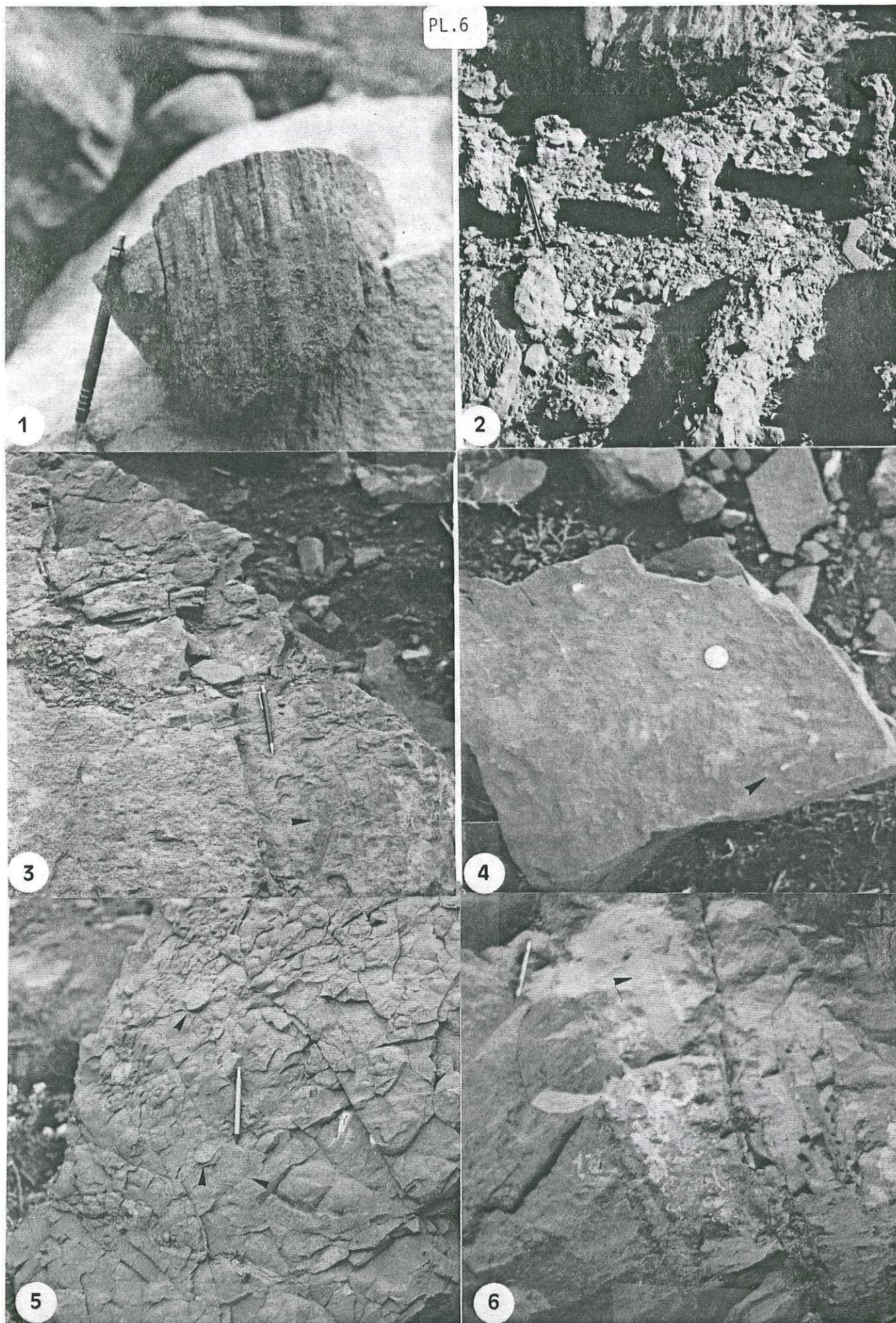
-/ Des végétaux flottés ont été découverts dans les derniers mètres de la formation E3 de Tizi n'Tichka dans des fond de chenaux (PL. 6/1) et à la base de la formation E4 d'Ighrem n'Ougdal. Proust (1973) avait reconnu dans cette région d'Ighrem n'Ougdal un "*Brachyphyllum*" d'âge triasique.

-/ Sur le flanc nord un important gisement de végétaux a été décrit dans la carrière située sur la RP 31, à un kilomètre environ au sud du village de Toufliht, au sommet de la formation F5 (Beauchamp, 1982). Il s'agit de troncs d'*Equisetites*, certains en position verticale (PL. 6/1), encore en place et bien conservés; d'autres en section horizontale dans des blocs éboulés (PL. 6/5). Ce gisement pourrait être corrélié avec celui qui marque le sommet de la formation E3 du Tizi n'Tichka. J'assortis néanmoins cette hypothèse des réserves d'usage qui doivent accompagner ce type de corrélation dans un tel contexte sédimentaire.

5.2. Traces de pas de vertébrés :

-/ Des traces de pas de vertébrés sont connues dans le "Permo-Trias" du Haut Atlas (Argana et Oued Zat, Dutuit 1976 Ourika, Beauchamp 1980, Biron et al 1983 - Haut Atlas central, Lemarrec 1979, ElYoussi 1986). Dans notre secteur d'étude, un premier gisement a été décrit par Dutuit (1976) à l'est de l'Arbâa n'Tighadiwyn.

Un gisement a été découvert au cours de ce travail dans des blocs éboulés dans la haute vallée de Tamadla (Tizi n'Tichka) (PL. 6/4) au pied de la première corniche gréseuse de la formation E3. Ces moulages de traces observées en surface de



Pl. 6: Traces fossiles dans les diverses formations

bancs présentent des dimensions millimétriques et centimétriques. Elles évoquent les reptiles théropodes tétradactyles déterminés à l'ouest dans les régions d'Argana et de l'Ourika (Biron et Dutuit, 1983) et à l'Est (ElYoussi, 1986). Ce niveau peut être corrélé avec le niveau à thérapodes du membre F5a (Elyoussi, 1986) et confirme la corrélation entre les formations E3 et F5.

-/ Ossements : Deux vertèbres ont été découvertes dans la formation F4 de la région à l'est de l'Arbâa n'Tighadiwyn. Biron et al (1983) en ont décrit de semblables et les ont attribuées à un Amphibien Stégocéphale.

6. CONCLUSION :

Sur toute l'étendue du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech (H.A.M.) la série "permo-triasique" peut être subdivisée en quatre formations:

La formation E1 est essentiellement conglomératique à éléments anguleux du socle, caractéristique d'un transport de type "mass flow" et d'une sédimentation de type piedmont qui peut évoluer vers un milieu plus calme de type "alluvial plain" alimenté par un système de chenaux en tresses. La présence de paléosols à tous les niveaux confirme le caractère continental de cette formation.

La formation E2 est d'abord conglomératique. Elle se poursuit par des silts massifs rouges qui localement marquent une évolution vers le milieu supratidal comme le suggèrent les niveaux stromatolitiques d'Imini.

La formation E3 est marquée par une nette prédominance des grès. Elle évolue d'un milieu fluviatile (de chenaux en tresses) vers un milieu deltaïque, voire localement littoral.

La formation E4 est essentiellement silto-argileuse, infiltrée localement par des évaporites. Elle est cachetée par les coulées basaltiques qui marquent la fin de la série "permo-triasique".

Le flanc nord du H.A.M. (secteur de l'Arbâa n'Tighadiwyn) est comparable à la série classique de la zone sub-atlasique septentrionale décrite par Biron (1982) dans la région de l'Ourika.

La zone axiale du H.A.M. constitue une transition entre les deux flancs de la chaîne.

Les fossiles, peu nombreux et peu caractéristiques (pistes et traces d'invertébrés, traces de végétaux et traces de

pas de vertébrés) ne permettent pas d'effectuer une corrélation entre ces trois ensembles. L'analyse séquentielle en permet cependant une approche.

SEDIMENTOLOGIE

Chap. II : ANALYSE SEQUENTIELLE

1. INTRODUCTION, METHODES ET DEFINITIONS :

L'absence de fossiles caractéristiques dans cette série permo-triasique ne permet pas d'y effectuer des subdivisions biostratigraphiques et l'hétérogénéité des corps sédimentaires empêche l'établissement de subdivisions lithostratigraphiques. Seule l'analyse séquentielle nous a permis d'établir des corrélations entre les coupe types des différents bassins du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech.

Au cours de ce travail, nous avons utilisé les travaux suivant comme référence pour mener cette analyse:

- A. Lombard, (1956 et 1972);
- J. P. Mangin, (1964);
- C. Palain (1976),
- R. G. Walker, (1978);
- A. D. Miall, (1978 - 1984);
- J. Delfaud (1984)

On peut en retenir les définitions suivantes :

Les séquences de 5° ordre :

Elles traduisent une évolution du bassin à l'échelle régionale en liaison avec l'évolution des marges, la surrection ou la disparition des reliefs. La série permo-triasique du Haut Atlas en constitue un exemple.

Les séquences de 4° ordre :

Elles sont régies par des modifications du paysage, par dérive climatique et / ou des mouvements tectoniques.

Les séquences de 3° ordre :

Elles révèlent l'évolution d'un système sédimentaire fluviatile, deltaïque, lacustre - palustre, ...). Ce type de séquence correspond aux formations ou aux membres.

Les séquences de 2° ordre :

Elles correspondent à la durée de vie (naissance et

comblement) d'un motif topographique: chenal, cône, barre ...

Les séquences de 1^o ordre :

Elles correspondent aux bancs et traduisent l'évolution des paramètres hydrodynamiques ou des paramètres chimiques au cours du dépôt.

La séquence unité ou microséquence :

Elle correspond à la séquence sédimentaire mineure (lamine ou varve) qui traduit l'hydrodynamisme des épisodes de dépôts à l'intérieur des séquences de 1^o ordre.

Les discontinuités ou diastèmes :

Ils délimitent les séquences de tout ordre et sont très variés. Ils s'étalent entre deux extrêmes;

- . Surface de ravinement profond par un chenal;
- . Paléosol.

2. ANALYSE SEQUENTIELLE DE LA SERIE PERMO-TRIASIQUE DU FLANC SUD DU HAUT ATLAS DE MARRAKCH :

Cette analyse est basée sur la grano- et la stratocroissance des éléments détritiques et a été appliquée aux coupes type des différents bassins du flanc sud.

2.1. Séquences 1er ordre :

On a dénombré douze séquences appartenant à cet ordre qui sont énumérées de la plus grossière à la plus fine;

a) Séquence conglomératique bréchique, à éléments grossiers peu ou non usés, portés par une matrice. Elle s'achève parfois par des traînées blanchâtres ou des nodules carbonatés. Cette séquence est hétérométrique, immature et mal classée. Les diastèmes sont irréguliers, marqués par de fins interlits silto-argileux.

b) Séquence conglomératique stratifiée, à litage oblique courbe ou plan. Elle s'achève le plus souvent par un joint sec ou un interlit argileux. Le granoclassement positif est bien marqué. Le sommet argileux est souvent épigénisé par des

carbonates.

c) Séquence de grès grossier parfois conglomératique, souvent massif et à litage peu marqué.

d) Séquences de grès grossier parfois conglomératique, le litage est oblique arqué parfois horizontale vers le sommet. Un granoclassement positif peut permettre l'apparition des silts sans stratification précise dans le sommet de cette séquence.

e) Séquence de grès grossier à moyen, à base ravinante soulignée par des galets mous, à litage d'abord oblique puis horizontal. Cette séquence est souvent associée aux deux précédentes.

f) Séquence de grès moyen à litage oblique et à diastème faiblement ravinant.

g) Séquence de grès moyen à fin, à laminations horizontales, à diastème plan peu argileux.

h) Séquence de lamines horizontales de type grès / silt.

i) Séquence de silt homogène et massif ou à litage diffus et imprécis.

j) Séquence silto-argileuse à évaporites.

k) Séquence d'encroûtement pédologique.

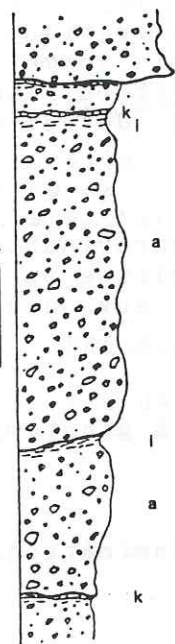
l) Séquence d'encroûtement d'origine algaire (dolomie stromatolitique).

2.2. Séquences positives de 2e ordre :

Elles sont constituées d'une suite de séquences de premier ordre, telles qu'elles viennent d'être définies et qui s'associent entre elles de différentes manières. Chaque association permet de caractériser un milieu de dépôt.

2.2.1. Séquence n° 1, de type (a,i,k); Conglomérat inorganisé :

Elle apparaît comme une brèche peu consolidée à matrice microconglomératique (a) dont les éléments, anguleux, proviennent directement du socle sous-jacent. Elle est surmontée par des silts (i) peu développés et une croûte carbonatée (k).

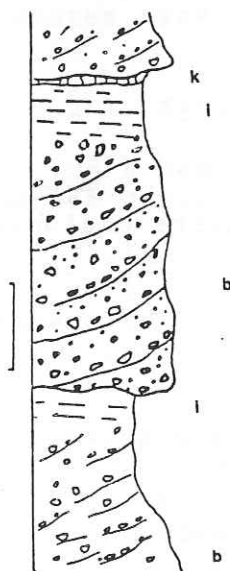


Cette association correspond à une coulée boueuse transportée en masse (a) sur des pentes liées à des reliefs de failles, indicateurs d'une activité tectonique. A cette coulée boueuse succède un temps de décantation (i) puis un temps plus long d'arrêt de sédimentation qui permet la formation d'un encroûtement carbonaté.

On rencontre cette association à deux niveaux de la série permo-triasique; . Au dessus du socle, à la base de la formation E1, bien développée dans les bassins d'Imini, d'Ighrem n'Ougdal et d'Eç-çour.

. Au passage de la formation E3 à la formation E4, où les éléments de la brèche sont des quartzites. Elle est visible dans la coupe type d'Imini, la coupe de Timmicha, dans le bassin d'Eç-çour et les coupes B et D du bassin du Tizi n'Tichka.

2.2.2. Séquence n° 2 de type (b,i,k); conglomérat granoclassé :

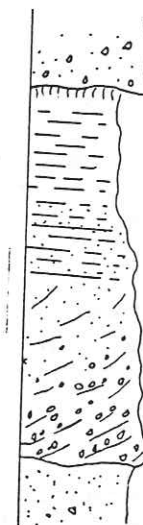


Elle est composée de séquences conglomératique à matrice gréseuse, à litage oblique (b). Localement on peut y observer quelques lentilles gréseuses. Elle se poursuit par un silt massif (i) surmonté par un encroûtement pédologique (k). Le granoclassement positif bien marqué traduit une organisation dans la répartition des matériaux.

Ce type d'association traduit un épandage grossier de remplissage de chenaux (b) suivi par des niveaux silteux de débordement (i) dont le sommet est envahi par une épigénie carbonatée de caractère pédologique (k).

Cette association est bien développée dans les formations E1 et E2 d'Eç-çour ainsi que dans la formation E1 d'Ighrem n'Ougdal et d'Imini.

2.2.3. Séquence n°3 de type (b-c,g-h,i,k) : Très complète, des conglomérats aux croûtes;

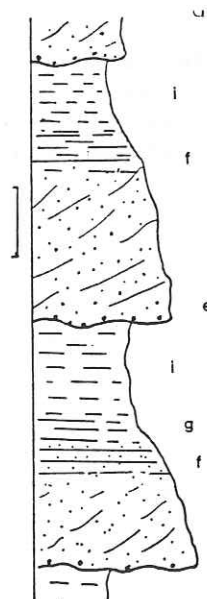


Elle est composée d'un conglomérat à litage oblique en auge (b), d'un grès grossier à litage oblique en auge (g), d'un grès fin à litage horizontal (h) et de silt souvent massif (i). L'encroûtement pédologique (k) peut parfois faire défaut.

Cette association peut être interprétée comme un dépôt de chenaux en tresse d'un réseau fluvial encore proximal. le passage entre les différentes séquences de 1° ordre est progressif.

On rencontre cette association à Eç-çour, dans les formations E1 et E2 d'Ighrem n'Ougdal et la formation E1 d'Imini. Des variations locales d'épaisseur des séquences de 1° ordre sont fréquentes.

2.2.4. Séquence n°4 de type (e-c,g,f,i) ou (e,f,g,i) Grès silteux,

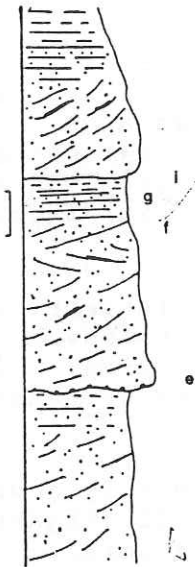


Elle débute par une séquence de grès massif à galets mous à la base (e), se poursuit par une séquence de grès à litage oblique en auge (f) et s'achève par des silts à litage diffus puis massif (i). Certains niveaux de types (g) peuvent s'intercaler entre (f) et (i).

Cette association correspond à un réseau fluvial en tresse, plus distal que celui de l'association précédente.

Elle constitue l'essentiel de la formation E3 à Ighrem n'Ougdal et à Imini ainsi qu'une partie de la même formation du bassin du Tizi n'Tichka.

2.2.5. Séquence n°5 de type (d-e,f,g,i) : Grès granoclassé,

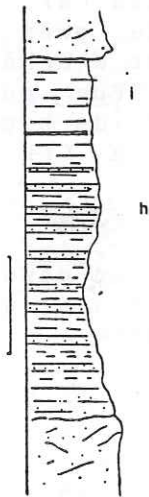


Elle se compose d'une association de grès granoclassé, d'abord grossier, à litage oblique courbe (d) surmontés de silt (i). Elle se poursuit par un grès rose clair de type (f) et (g). Des fragments de végétaux accompagnent ces séquences dans le fond des chenaux.

Cette association peut être interprétée comme un dépôt de barres ou de dunes de remplissage de chenaux dans un système fluviatile en tresses.

Elle a été observée dans la formation E3 du Tizi n' Tichka et d'Ighrem n' Ougdal.

2.2.6. Séquence n°6 de type (h,i) - Silt;

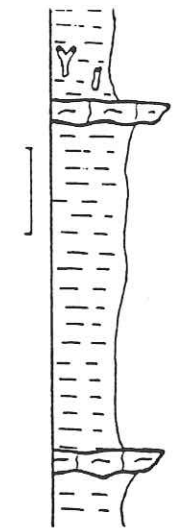


Elle est composée d'une séquence de type (h): Suite de grès fins et de silt en plaquettes. Une granodécroissance progressive entraîne l'apparition d'une séquence de type (i).

Cette association correspond à une répétition des dépôts laminaires suivie d'une période de décantation, donc de type traction-décantation.

Elle constitue l'essentiel de la partie sommitale du membre inférieur de la formation E3. Dans le bassin d'Eç-çour, quelques crachées conglomératiques (b) d'épaisseur centimétrique peuvent s'y intercaler.

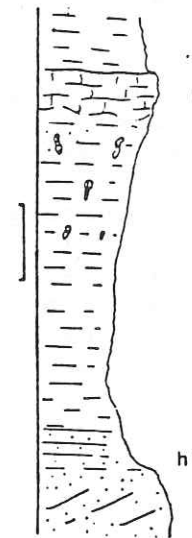
2.2.7. Séquence n°7 de type (h,i,l) : Silt stromatolitique;



Elle est constituée de silts d'abord finement lités puis massifs (i) au dessus desquels se développe une séquence de type (l), composée de lamines dolomitiques rubanées et ondulées en dômes et qui suggère un encroûtement algaire, stromatolitique, se développant en milieu palustre.

Cette association a été rencontrée uniquement dans la formation E2 du bassin d'Imini.

2.2.8. Séquence n°8 de type (h,i,k) : Silt encroûté

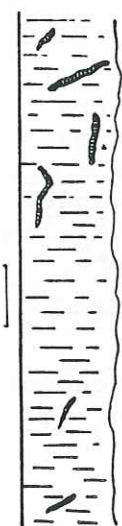


Elle se compose de niveau de grès fins et de silt à lamination horizontales (h), puis de silt massif (i), couronnés par un encroûtement de type pédologique (k) d'abord diffus en nodules puis en horizon continu à l'échelle du bassin.

Elle correspond à un milieu de playa ou de plaine d'inondation. La séquence de type (l) traduit une longue période d'exondation et de mise à l'air libre.

Cette association est bien développée dans les formations E1 et E2 du bassin d'Eç-çour. On la rencontre aussi dans le bassin d'Ighrem n' Ougdal.

2.2.9. Séquence n°9 de type (i,j) : Siltites à évaporites;



j Elle est composée de silt argileux rouge claire à plaquettes centimétriques de gypse fibreux auxquelles s'associent des indices d'Halite.

i Cette association correspond à un milieu fermé, soumis à une forte évaporation et caractérise le sommet de la formation E4.

2.2.10. Séquence n°10 de type (q,h,i) : Siltites



f Elle est composée de silts faiblement lités ou massifs au sein desquels s'intercalent quelques séquences grès-silteuses à litage horizontal (h) ou de chenaux isolés (f).

h Cette association traduit un milieu de décantation soumis à des apports intermittents plus grossiers (grès).

i Elle forme l'essentiel de la formation E2 du bassin du Tizi n'Tichka et le sommet de la même formation dans le bassin d'Ighrem n'Ougdal ou l'apport grossier est mieux exprimé. C'est dans ce type de séquence que Biron (1982) a décrit des pseudomorphoses de sel (Formation F4).

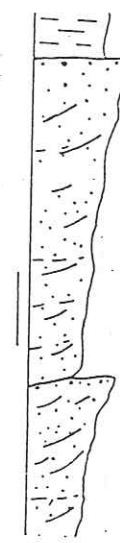
2.2.11. Séquence n°11 de type (i) à granules de quartz : Silt sableux;

Cette association est difficile à subdiviser en séquences de 1° ordre. Elle est composée par une répétition de séquences de type (i) auxquelles sont associées des sphérules de quartz de 1 à 2 mm de diamètre. Cette forme suggère un façonnement éolien, l'observation de leur surface au MEB révèle un enduit ferrugineux qui souligne cet environnement.

Cette association caractérise la base de la formation E4. Biron (1982) décrit un niveau semblable à la base de la formation F6 de l'Ourika; El Youssi (1986) le retrouve dans le Haut Atlas central. Elle constitue donc un excellent niveau repère.

2.3. Les séquences négatives de 2e ordre :

2.3.1. Séquence n°12 de type (i,g,f,d,c) : Grès à granoclasement inverse;

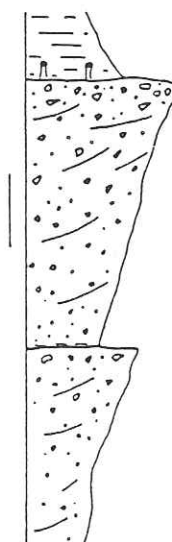


Elle est constituée d'une suite de séquences gréseuses de 1° ordre d'épaisseur métrique, les galets de la séquence (c) sont bien roulés. Les diastèmes entre ces séquences de 1° ordre sont secs ou soulignés par un mince niveau silteux. Le diastème sommital de la séquence de 2° ordre est, par contre, bien marqué par une forte différence de granulométrie ainsi que par la présence de terriers verticaux;

Par son granoclasement inverse, cette association traduit la progradation d'un appareil deltaïque (lacustre ou littoral).

Elle est localisée dans la formation E3 du Tizi n'Tichka et d'Ighrem n'Ougdal.

2.3.2. Association n°13 de type (i,c,b) : Conglomérat à granoclasement inverse;



Elle se compose d'une séquence (i) peu épaisse surmontée d'une séquence conglomératique grossière d'abord mal classé puis apparaît une organisation sous forme de litage en auges. Les diastèmes sont bien marqués par la différence des granulométries et sont parfois soulignés par de gros terriers verticaux.

Par son granoclasement inverse, par la grossièreté de ses éléments, cette association correspond à des dépôts de cônes torrentiels.

Elle est localisée dans la formation E1 du bassin d'Imini et celui d'Ighrem n'Ougdal.

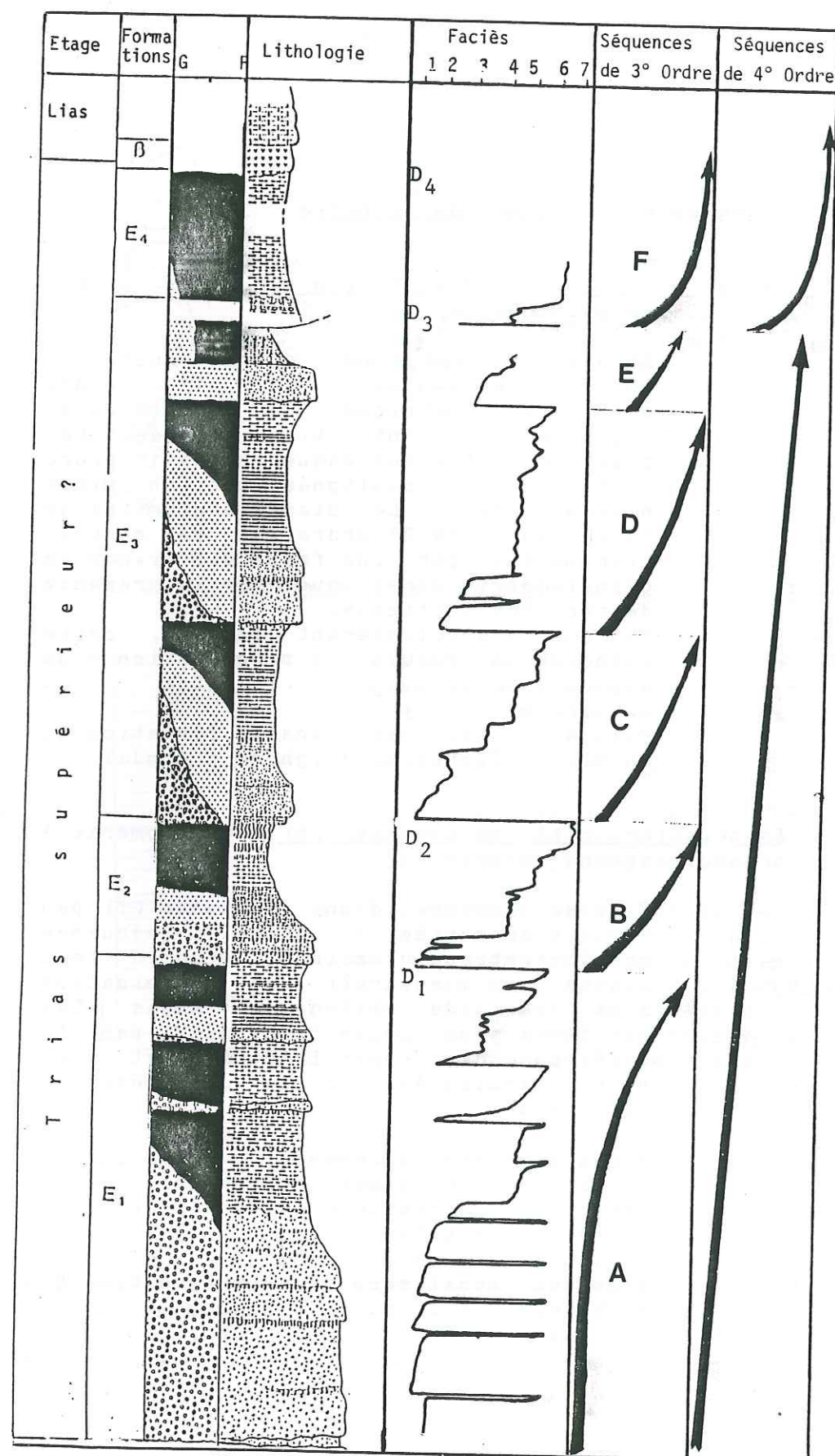


fig:16 Analyse séquentielle de la coupe de Ghourrassène (Eç-çour)

Ces séquences de second ordre permettent de caractériser et de définir les différents environnements des dépôts rencontrés dans la série permo-triasique du flanc sud de l'Atlas de Marrakech. Leur combinaison définit les séquences de 3° ordre qui correspondent aux membres et/ou aux formations.

2.4. SEQUENCES DE 3e ORDRE OU MESOSEQUENCES (Fig. 16 à fig. 19):

2.4.1. Formation E1 :

a) Bassin d'Eç-çour :

La formation E1 correspond à une séquence de 3° ordre positive composée d'abord de dépôts de cônes proximaux puis de réseaux fluviaux en tresse; le caractère continental franc est bien marqué par le grand développement des paléosols (séquence L).

Dans la coupe type de ce bassin (Ghourrassène), la formation E1 est formée par des séquences de 2° ordre de type 1,2 et 3. Latéralement, à Tamajdout, elle se réduit aux séquences 1 et 2, très grossières. Dans la coupe de Timmicha, elle est réduite à une séquence de type 2.

Jointe à l'étude des paléocourants (Chap. III), cette analyse séquentielle de la formation E1 du bassin d'Eç-çour traduit une évolution transversale au sein d'un cône régie par une paléopente inclinée localement vers le NW.

b) Bassin d'Ighrem n'Ougdal :

Malgré sa subdivision en trois membres, la formation E1 correspond à une mésoséquence positive, composée du même type de séquences de 2° ordre qu'à Eç-çour (1,2 et 3) et correspond donc au même contexte sédimentaire: elle évolue de la même manière depuis un dépôt de cône torrentiel jusqu'à un réseau fluvial en tresse.

Bien que moins développés, les niveaux à encroûtements pédologiques soulignent l'équivalence entre ces deux bassins d'Eç-çour et d'Ighrem n'Ougdal.

c) Bassin d'Imini :

Cette formation E1 diffère de celle des deux bassins précédents: Elle est composée de séquences de 2° ordre de type 1,2 et 13 et correspond ainsi à une mésoséquence négative qui peut être interprétée comme un dépôt de cône proximal. Cela

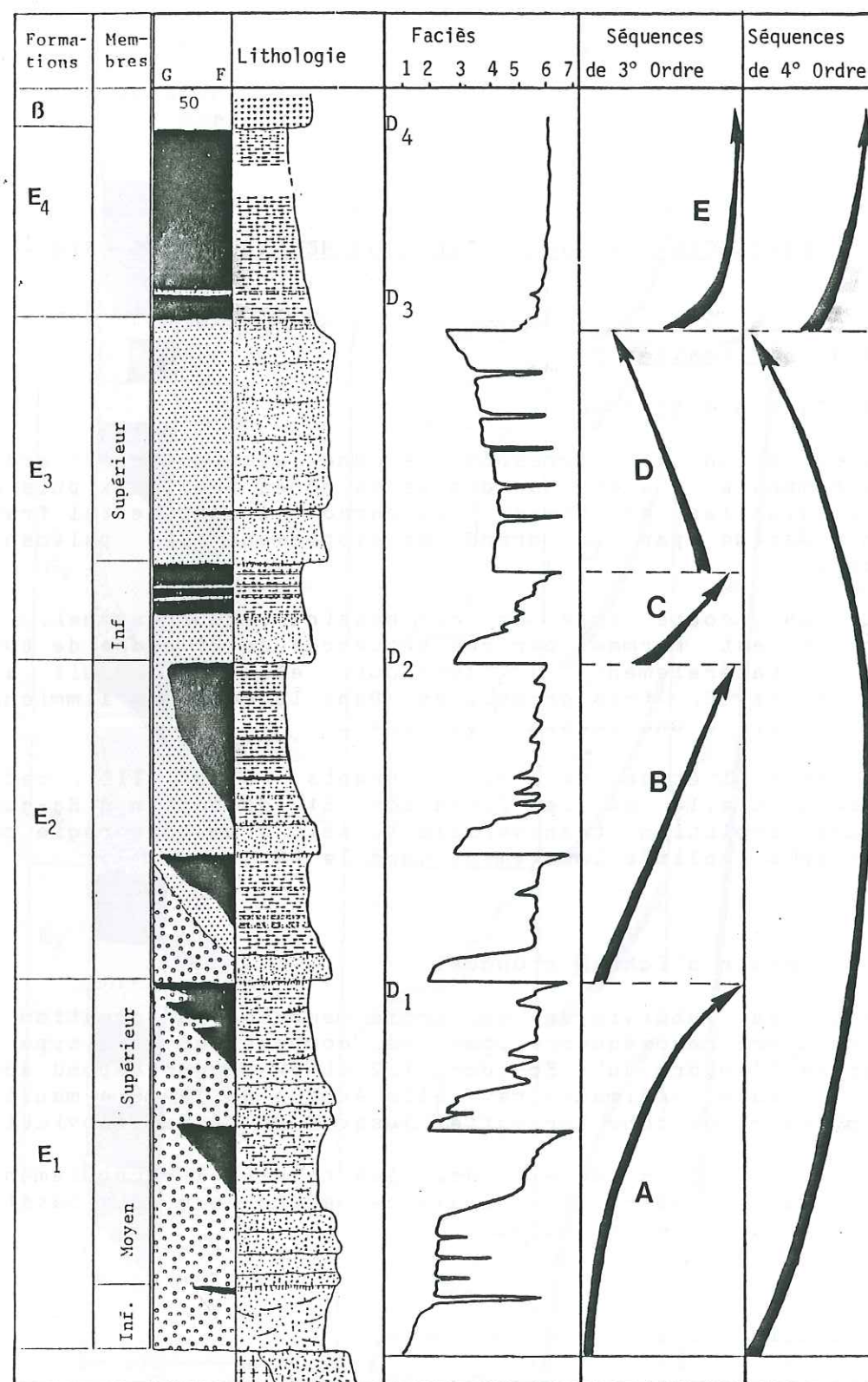


fig:17 Analyse séquentielle de la coupe type du bassin d'Ighrem n'Ougdal.

s'explique par la situation méridionale du bassin d'Imini à cette époque. Le diastème sommital est souligné par un changement brutal de la granulométrie, par la présence de gros terriers verticaux et par la disparition de la couleur violette.

d) Bassin du Tizi n'Tichka :

La formation E1 correspond à une mésoséquence positive, réduite, composée de séquences de 2° ordre de type 1 et 2. Elle est plus mature et moins grossière que sur le flanc sud du Haut Atlas de Marrakech et correspond à l'évolution d'un système fluviatile en tresse à alimentation encore grossière mais éloigné du système longitudinal. Les niveaux carbonatés d'origine pédologique sont absents. Les diastèmes sont moins ravinants et sont marqués par la présence de silts violacés.

Par ses caractères, cette formation E1 du bassin du Tizi n'Tichka est plus proche de la formation F3 ou Conglomérat d'Anrar (Biron, 1982) du flanc nord de la chaîne que ne le sont les formations E1 des différents bassins du flanc sud, caractérisées par une pédogénèse importante et une forte épaisseur. Cet ensemble de caractères permet aussi de situer ce bassin dans une position plus distale que les bassins du flanc sud (Fig. ,).

Cette formation correspond à un milieu continental, caractérisé dans le flanc sud du Haut Atlas de Marrakech par des dépôts grossiers de cône proximal, ou distal de réseau fluviatile en tresses. Son équivalence avec la même formation au Tizi n'Tichka est liée essentiellement à sa position stratigraphique en discordance sur le socle.

2.4.2. Formation E2 :

Elle correspond à une mésoséquence positive dans tous les bassins, aussi bien sur le flanc sud que sur l'axe actuel de la chaîne (Bassin du Tizi n'Tichka).

a) Bassin d'Eç-gour :

Cette formation correspond à une mésoséquence positive, réduite, composée de séquences de 2° ordre de type 2,3 et 8. Elle est coiffée par une séquence de paléosol bien développée.

Cette formation traduit l'évolution, encore peu exprimée, d'un système fluviatile vers un système de playa (plaine alluviale).

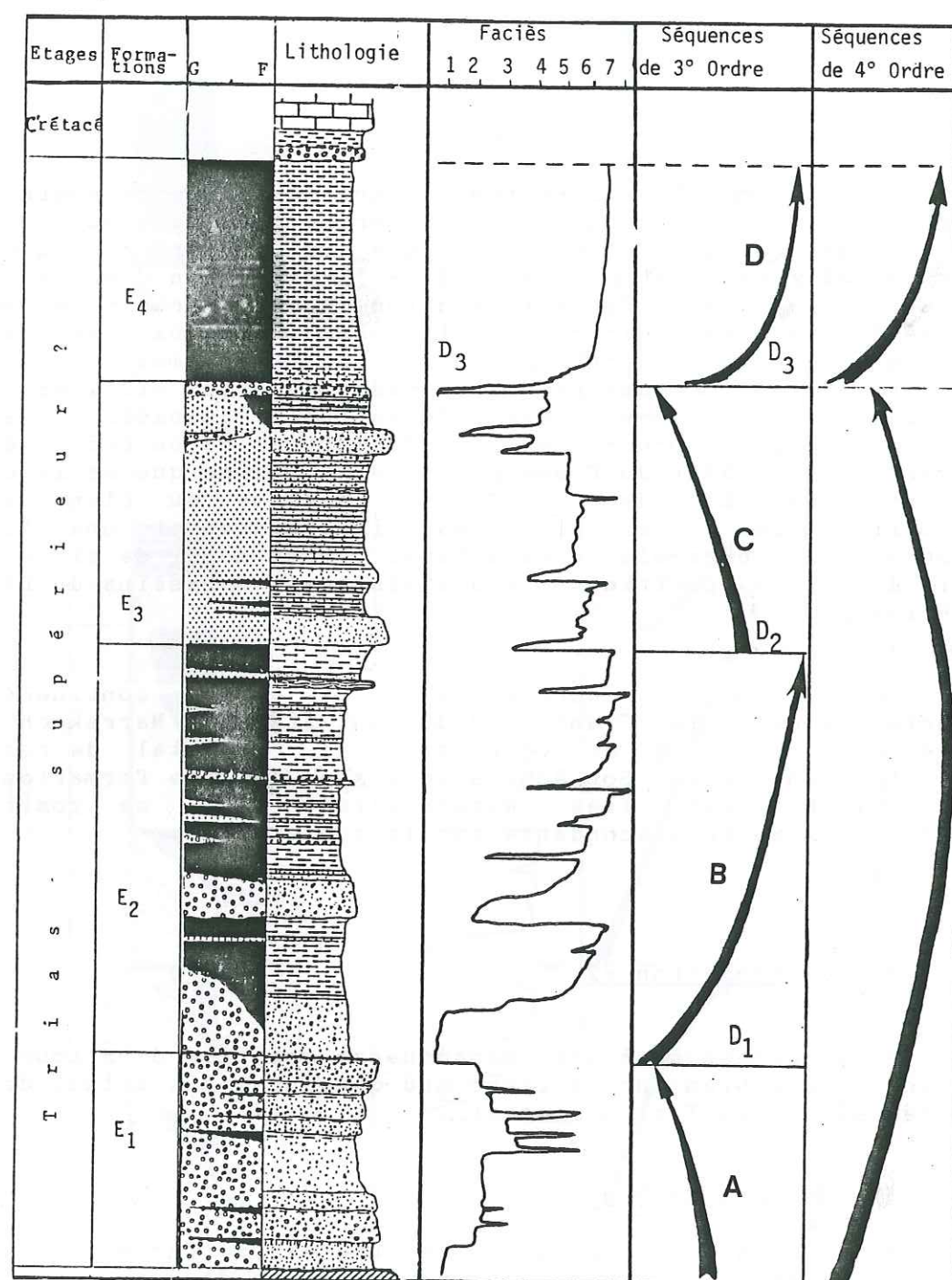


fig 13 Analyse séquentielle de la coupe type du bassin d'Imini.

b) Bassin d'Ighrem n'Ougdal :

la formation E2 constitue une transition entre la grossièreté de la formation E2 du bassin d'Eç-gour et la finesse de celle du bassin du Tizi n'Tichka. Elle est formée par une suite de séquences de 2° ordre d'abord de type 6 puis de type 5 et 10. Elle traduit l'évolution d'un système fluviatile qui passe progressivement à des dépôts fins de plaine d'inondation. Des concrétions de type oncolitique indiquent une sursalure liée à une évaporation importante.

c) Bassin du Tizi n'Tichka :

la formation E2 y est composée d'une suite de séquences de 2° ordre de type 6 puis de type 10. Les séquences grossières sont rares et localisées uniquement à la base de la formation. Les niveaux pédologiques sont absents.

Elle traduit une position distale du bassin où les dépôts de décantation sont interrompus par quelques dépôts gréseux de chenaux isolés en tresses ou liés à des mouvements tectoniques de faible ampleur comme le montre une discordance progressive visible au sommet de la formation (coupe type de l'Assif n'Tamadla).

d) Bassin d'Imini :

La formation E2 est formée de séquences de 2° ordre :

- * d'abord réduites de type 2 et 3, grossières et qui soulignent la position de ce bassin en bordure des reliefs de l'Anti-Atlas;
- * puis de type 7 (Silt et Dolomie stromatolitique) qui constitue un des rares indices des influences littorales (supratidal).

Cette composition correspond à l'installation d'une épigénie d'origine algale sur une plaine d'inondation, soumise aux influences littorales. L'installation d'un tel régime est,

premier abord, en contradiction avec la position classique de bordure de ce bassin, mais retrouve une situation cohérente dans le schéma paléogéographique proposé (cf. chap. III) et qui distingue un graben Haut atlasique méridional d'un autre septentrional.

C'est dans ce bassin qu'on observe une évolution précise d'un milieu fluviatile vers un milieu littoral traduisant la tendance générale de cette formation dans le Haut Atlas.

En conclusion, cette formation E2 subit une réduction générale d'épaisseur du NE vers le SW, et au sein de chaque bassin, sur les paléohorsts. Elle correspond à une période de calme tectonique qui permet le comblement des paléograbens. Il faut noter également le développement des séquences grossières et pédologiques vers le SW, en direction du bassin d'Eç-gour.

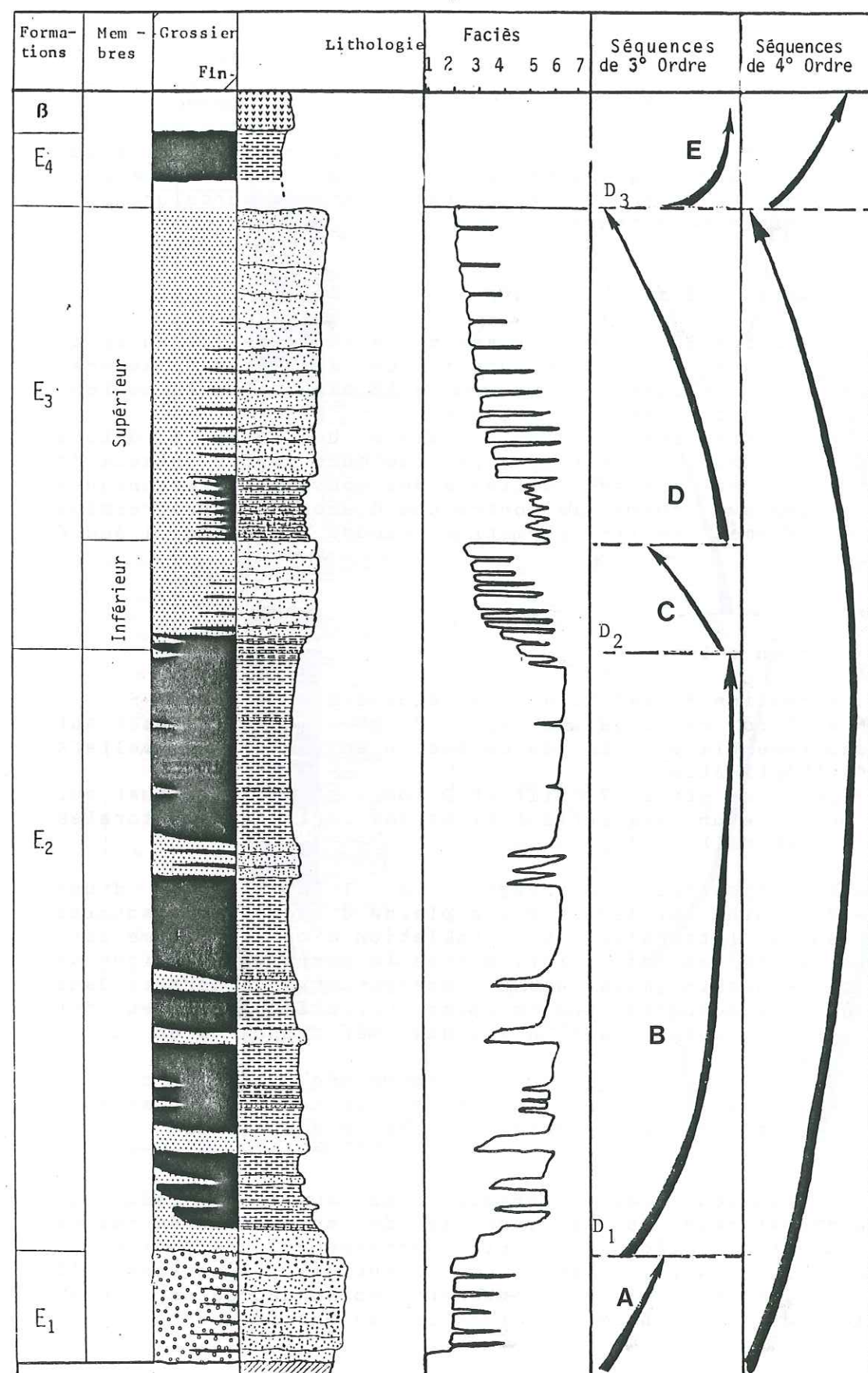


fig:19 Analyse séquentielle de la coupe type du bassin du
Tizi n'Tichka.

2.4.3. La formation E3 :

a) Bassin d'Eç-çour :

Cette formation se compose de trois mésoséquences positives. Les apports grés-conglomératiques, fréquents dans les deux premières mésoséquences, traduisent l'influence des reliefs voisins toujours présents. Les influences littorales sont exprimées par quelques figures sédimentaires (microcuvettes, croissants de plage) dans les séquences gréseuses de la mésoséquence E.

b) Bassin d'Ighrem n'ougda :

Ici, cette formation E3 est constituée de deux mésoséquences, la première, positive (membre inférieur), correspond à un système fluviatile distal (ou estuarien); la seconde, négative (membre supérieur), traduit la progradation d'un appareil deltaïque (lacustre?).

c) Bassin du Tizi n'Tichka :

La formation E3 y est composée de deux mésoséquences négatives qui marquent ainsi le retour progressif d'éléments plus grossiers, traduisant l'installation et la progradation d'appareils deltaïques.

Cette formation montre une évolution longitudinale depuis le SW vers le NE marquée par la diminution des séquences conglomératiques.

d) Bassin d'Imini :

La formation E3 y est réduite et se compose d'une seule mésoséquence négative où alternent des séquences de 2^e ordre organisées et d'autres mal classées. Elle peut être corrélée avec la totalité de la formation E3 des autres bassins ou à leur membre supérieur, leur membre inférieur étant réduit ou faisant défaut.

En conclusion, la répartition spatiale des dépôts de cette formation E3 s'ordonne, du SW au NE, depuis un réseau fluviatile en tresses (Eç-çour) vers un système deltaïque au Tizi n'Tichka. Les bassins d'Imini et d'Ighrem n'Ougda occupent une position intermédiaire.

2.4.4. Formation E4 :

Elle se compose d'une suite de séquences de 1^{er} ordre de type (i) et (j). En réalité, elle correspond à une séquence d'ordre supérieur (4^e ordre) bien exprimée. A cause du caractère massif de la sédimentation et de l'absence de diastème précis, il est délicat d'y distinguer des séquences de second ou de troisième ordre.

La composition séquentielle de cette série permotriasique varie donc d'un bassin à l'autre, en fonction de la proximité ou de l'éloignement des sources d'apports et de l'importance de la tectonique synsédimentaire à l'époque des formations E1, E2 et E3. Néanmoins une certaine homogénéité commence à prendre forme à partir des séquences de 4^e ordre.

2.5. NATURE DES LIMITES ENTRE LES SEQUENCES DE 3^e ORDRE :

L'analyse des séquences de 3^e ordre a permis de déterminer quatre limites séquentielles importantes qui s'expriment sous différentes formes dans le flanc sud du Haut Atlas de Marrakech et qui sont de haut en bas : (fig. 16 à 19)

Limite D₁ :

Elle sépare la formation E1 de la formation E2 :

- * Dans les bassins d'Eç-çour, d'Ighrem et du Tizi n'Tichka, elle correspond à l'apparition des dépôts plus distaux qui tranchent avec les cônes de la formation E1.
- * A Imini, elle est marquée par un diastème important qui sépare la mésoséquence négative E1 de la mésoséquence positive E2.

Limite D₂ :

Elle sépare la formation E2 de la formation E3 :

- * A Eç-çour, elle est matérialisée par un épais paléosol qui s'étend à l'ensemble du bassin.
- * Dans les autres bassins, elle correspond à l'arrêt des dépôts fins à tendance littorale et au retour à une sédimentation plus grossière. Au Tichka, elle est associée à une discordance progressive. A Ighrem n'Ougdal et Imini, elle est soulignée par un diastème

ravinant.

Limite D₃ :

Elle est plus marquée que les précédentes et s'exprime de la même manière dans tous les bassins, d'où son caractère de limite séquentielle de 4^e ordre (cf. §.2.5.).

Limite D₄ :

Elle correspond à l'apparition des coulées basaltiques. Plusieurs datations radiométriques effectuées sur ces coulées donnent un âge d'environ 220 MA (Bertrand, 1987; Mermet et al, 1988). Cela permet d'attribuer au Trias les dépôts détritiques sous-jacents.

2.6. LES SEQUENCES DE 4^e ORDRE : (fig. 16 à 19).

On a retenu la présence d'une discontinuité majeure au sommet de la formation E3 pour distinguer deux séquences de 4^e ordre dans cette série. Cette discontinuité à une double origine:

- * Une origine tectonique qui se traduit par une discordance entre la formation E4 et les formations sous-jacentes.
- * Une origine lithostratigraphique qui se traduit par l'apparition d'une sédimentation homogène dans l'ensemble des bassins du Haut Atlas.

2.6.1. La séquence de 4^e ordre inférieure :

Elle englobe les formations E1, E2 et E3 et se présente sous deux formes différentes selon le secteur.

A Eç-çour, elle correspond à une séquence de comblement d'un bassin continental. Elle est positive, évoluant du grossier au moyen. Par contre, dans les trois autres bassins, elle correspond à une biséquence positive puis négative :

- . L'évolution positive vers un matériau détritique fin ou même biochimique à stromatolites correspond à la phase de comblement du bassin qui évolue vers un milieu palustre.
- . L'évolution négative traduit la reprise d'apports détritiques plus grossiers et correspond à la progradation d'appareils deltaïques probablement lacustres.

2.6.2. la séquence de 4° ordre supérieure :

Elle correspond à la formation E4 et est marquée à sa base par un épisode éolien qu'on retrouve partout dans le Haut Atlas. Elle est positive, évoluant dans l'ensemble des bassins depuis un pôle silto-gréseux à un pôle silto-argileux puis silto-argileux à évaporites. Ce dernier pôle est interprété dans le Haut Atlas comme un dépôt de sebkhas sous influence continentale (Peretsman, 1988).

2.7. SEQUENCE DE 5° ORDRE :

Elle est représentée par la totalité de la série permotriassique associée aux coulées basaltiques. Elle traduit une évolution des marges et le stade de pré-rifting qui précède l'ouverture de l'Atlantique.

3. CORRELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS BASSINS DU H. A. M. : (Fig.20)

Les observations stratigraphiques ainsi que les limites séquentielles nous ont permis d'établir une corrélation d'abord au sein de chaque bassin puis entre le flanc sud et le flanc nord du Haut Atlas de Marrakech.

La formation E4,

Par la constance de son faciès silto-argileux rouge à évaporites ainsi que par sa position stratigraphique au dessous des coulées basaltiques, cette formation est particulièrement homogène à l'échelle régionale. On peut parfaitement la corréler avec la formation F6 ou siltites de Tafilalet (Biron, 1982) et l'utiliser comme niveau repère à l'échelle du Haut Atlas.

La formation E3,

Sa composition lithologique et séquentielle, la présence de pas de vertébrés (Tizi n'Tichka) en font un équivalent latéral de la formation F5. Au Tizi n'Tichka la mésoséquence C serait l'équivalent du membre F5a et la mésoséquence D (membre supérieur) correspondrait aux membres F5b et F5c réunis. A Eç-çour, les mésoséquences C, D et E constituent l'équivalent latéral, plus grossier, de la formation F5. A Imini, la formation E3 constitue également l'équivalent logique de la formation F5, sa position méridionale explique sa réduction d'épaisseur. A Ighrem n'Ougdal, la mésoséquence C pourrait correspondre aux membres F5a et F5b et la mésoséquence D au membre F5c.

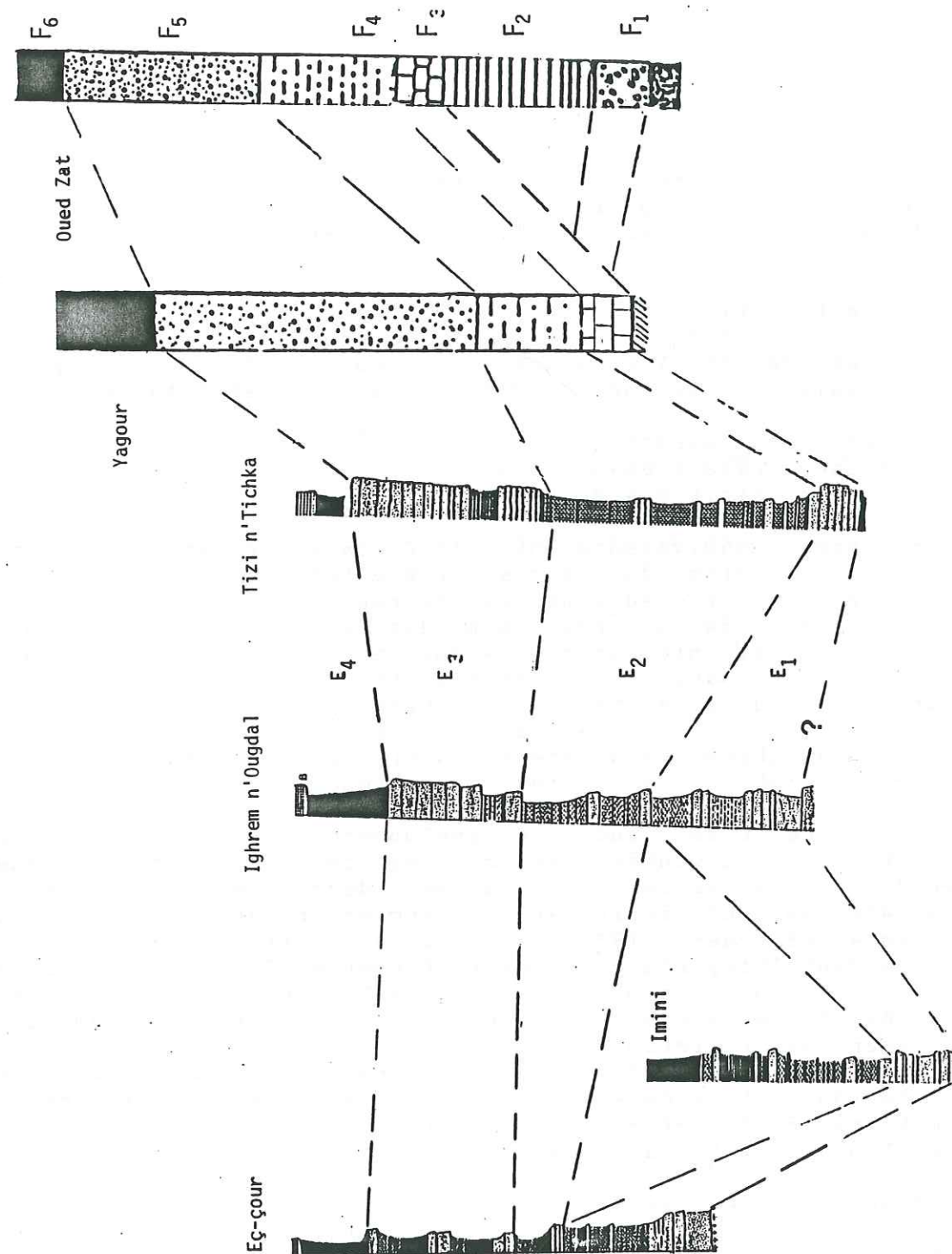


fig. 20 Corrélations du Perm-Trias de part et d'autre du Haut Atlas de Marrakech.

La formation E2 d'Ighrem n'Ougdal et du Tizi n'Tichka présente avec la formation F4 ou siltites d'Anoufig (Biron, 1982); les caractères communs suivants :

- . Un ichnofaciès (bioturations) bien développé;
- . Un faciès d'abord silto-gréseux à la base puis silteux;
- . Une mésoséquence positive à tendance littorale.
- . D'importantes variations locales d'épaisseurs.

La formation E1,

Au Tizi n'Tichka, elle est discordante sur un socle paléozoïque et présente les caractères lithologiques suivants qui en font un équivalent de la formation F3 ou conglomérat d'Anrar (Biron, 1982),

- . Faciès conglomératique
- . Epaisseur relativement réduite
- . Epigénie calcitique de nappe.

Par contre l'équivalence entre la formation F3 et la formation E1 des autres bassins du flanc sud reste incertaine. En effet les caractères énumérés précédemment se retrouvent également dans le conglomérat de base de la formation E2 des bassins d'Ighrem n'Ougdal et d'Eç-çour. L'épigénie carbonatée qui caractérise la formation F3 du flanc nord du Haut Atlas existe ici jusqu'à la base de la formation E3, que nous venons de décrire, peut être corrélée avec la formation F5. L'importance des paléosols dans cette formation E1 d'Eç-çour et d'Ighrem nous amène aussi à poser la question d'une éventuelle corrélation avec les formations F1 et F2, et par conséquent de la présence du Permien dans la partie la plus subsidente de ce flanc sud. Le développement des séquences de 2e ordre de type 2 surmontées de nodules carbonatés dolomitiques correspond à un faciès qui a été rarement décrits dans le Trias. Ce faciès a été surtout décrit dans le Permien, notamment celui du SE de la France (Bourges, 1987) et dans le massif central (Courrel, 1973). Cependant l'importance de cette formation E1 dans les bassins d'Eç-çour et d'Ighrem n'Ougdal peut s'expliquer par une subsidence plus marquée de ces secteurs et leur comblement par les produits du démantèlement des reliefs voisins.

Cette formation peut donc être interprétée comme l'équivalent d'une formation F3 bien développée ou comme l'ensemble indifférencié des formations F1, F2 et F3. En l'absence de datation, on retiendra son équivalence probable avec la formation F3.

Par analogie de faciès avec le flanc nord où des recoupements entre les diverses découvertes paléontologiques ont permis à Biron (1982, t2, p.34-35) d'attribuer aux formations F4, F5, et F6 un âge triasique supérieur, je propose d'attribuer le même âge aux formations E2, E3, E4. En l'état actuel de nos connaissances, on ne peut attribuer d'âge précis à la formation E1.

4. CONCLUSION :

L'analyse séquentielle de cette série des bassins du flanc sud nous a permis :

* de justifier la subdivision en quatre formations de la série permo-triasique du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech.

* d'établir des corrélations entre des bassins apparemment très différents et de montrer que ce flanc sud a constitué en réalité un bassin complexe ouvert vers le NE.

* de préciser le milieu de sédimentation

- . de cônes torrentiels ou fluviaux en tresses pour la formation E1.
- . fluviale en tresses à palustre pour E2.
- . fluviale en tresses à deltaïque pour E3.
- . laguno-lacustre ou de sebkha pour E4.

* d'établir une corrélation entre la série permo-triasique du flanc sud et celle du flanc nord du Haut Atlas de Marrakech.

Chap. III : FIGURES SEDIMENTAIRES ET PALEOCOURANTS

1. FIGURES SEDIMENTAIRES :

1.1. But et méthodes :

L'analyse des figures sédimentaires permet de préciser le milieu de sédimentation et d'estimer les directions des paléocourants ayant alimenté les différents bassins sédimentaires.

Cette étude a été menée grâce aux travaux de :

- Pettijohn et Potters (1964),
- Reineck et Singh (1963),
- Gall J.C. (1971).

1.2. Figures sédimentaires observées à la base des bancs

a / "Groove casts" ou traces en cannelures; moulage de sillons rectilignes, de quelques centimètres de largeur et longs de 2 à 3 m. Elles indiquent la direction des courants et témoignent d'un régime turbulent. Elles sont fréquentes dans les niveaux gréseux des trois premières formations (E_1 , E_2 , E_3) du flanc sud.

b / "Flute casts": Excellents indicateurs du sens des paléocourants, elles sont malheureusement rares et de petites dimensions. On les a rencontrés dans la formation E_1 d'Eç-çour et E_3 du Tizi n'Tichka.

c / "Load casts": Figures de charge qui indiquent un apport important sur un sédiment sous-jacent encore gorgé d'eau. Elles sont fréquentes dans les formations E_2 et E_3 d'Ighrem n'Ougdal et du Tizi n'Tichka.

d / Linéation de délit ou "Parting lineation": Elles accompagnent souvent les niveaux fins à litage horizontal et dont l'écaillage est visible en sommet de bancs. Ces figures indiquent un milieu de haute énergie aquatique (laminites) et permettent de déterminer la direction des paléocourants. Elles sont fréquentes dans les niveaux gréseux à grés-silteux des diverses formations du flanc sud.

1.3. Figures sédimentaires observées à l'intérieur des bancs :

a/ Figures d'échappement d'eau :

Elles sont dues à l'expulsion d'eau vers le haut par la compaction du sédiment sous l'effet d'une pression statique et témoignent d'un apport rapide de matériau. Elles ont été observées essentiellement dans la formation E₃ du Tizi n'Tichka (Membre sup.)

b/ Les chenaux constituent l'essentiel des corps gréseux de la formation E₃ du flanc sud et de l'axe de la chaîne du Haut Atlas de Telouët (PL. 7A). Ils sont reconnaissables par leur base courbe souvent ravinante, ce qui les différencie des corps à base plane attribuables à des dépôts de barres. Leur allongement est parallèle à la direction générale d'écoulement et leur migration dans l'espace détermine une structure entrecroisée. Ils sont métriques à la base puis décamétriques au sommet de cette formation.

c/ Le litage horizontal (PL.8) délimite de fines lamines et atteste d'un régime de haute à moyenne énergie. Il est parfois associé à des linéations de délits; il est fréquent dans les fins niveaux gréseux de toutes les formations.

d/ Le litage oblique (PL.7C) arqué ou en auge, constitue l'une des figures sédimentaires les plus répandues dans ce flanc sud du Haut Atlas, notamment dans les formations E₁ et E₂ et le sommet de la formation E₃. Son empilement en feuillets discordants vers l'amont-courant dans un rythme sédimentaire constitue un excellent indicateur du sens des paléocourants et caractérise divers types de dépôts :

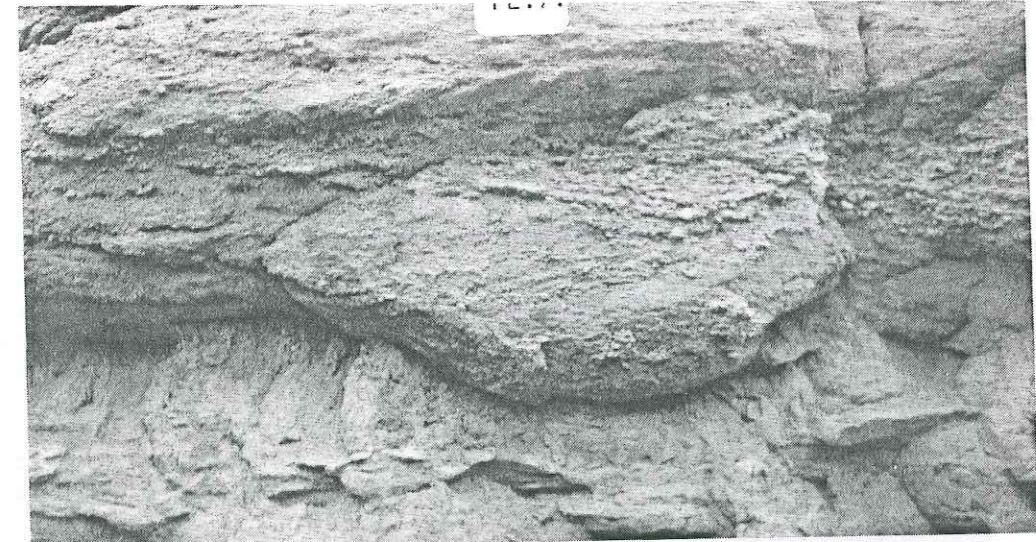
- . les cônes de déjections torrentiels,
- . les chenaux de glaciais ou de "sheet flood",
- . les chenaux de marées dans un delta aérien ou sous-aquatiques.

e/ Des structures sigmoïdes ont été observées dans les niveaux gréseux de la formation E₂ du secteur du Tichka.

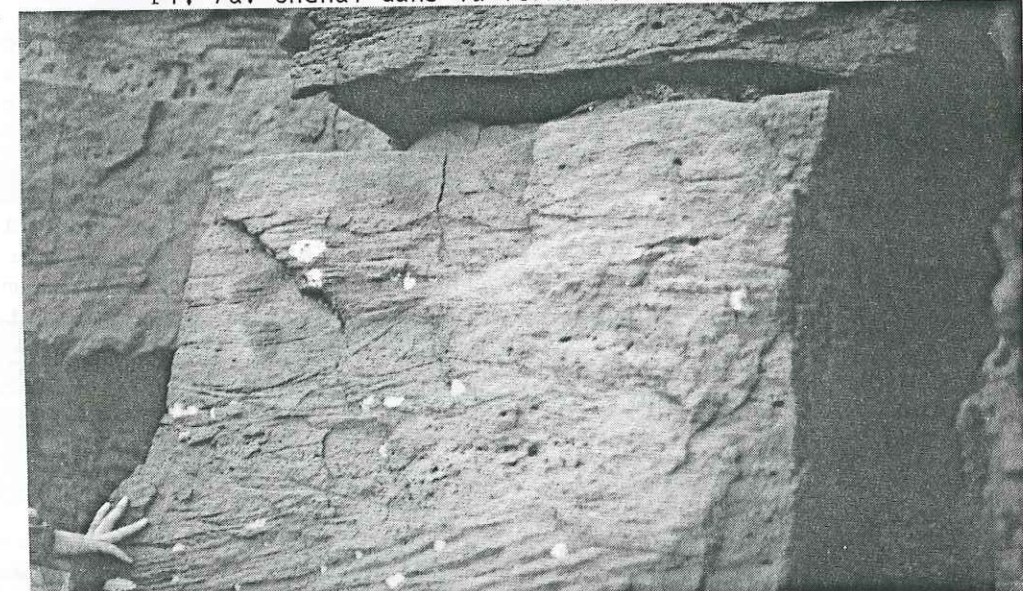
f/ Le litage oblique plan (PL. 7C) est fréquent dans la formation E₃ du Tizi n'Tichka et d'Ighrem n'Ougdal. Il constitue également un bon indicateur du sens des écoulements. Ce type de figures caractérise les dépôts :

- . de front de delta,
- . de bord de cuvette et
- . de "sheet flood" sur glaciais.

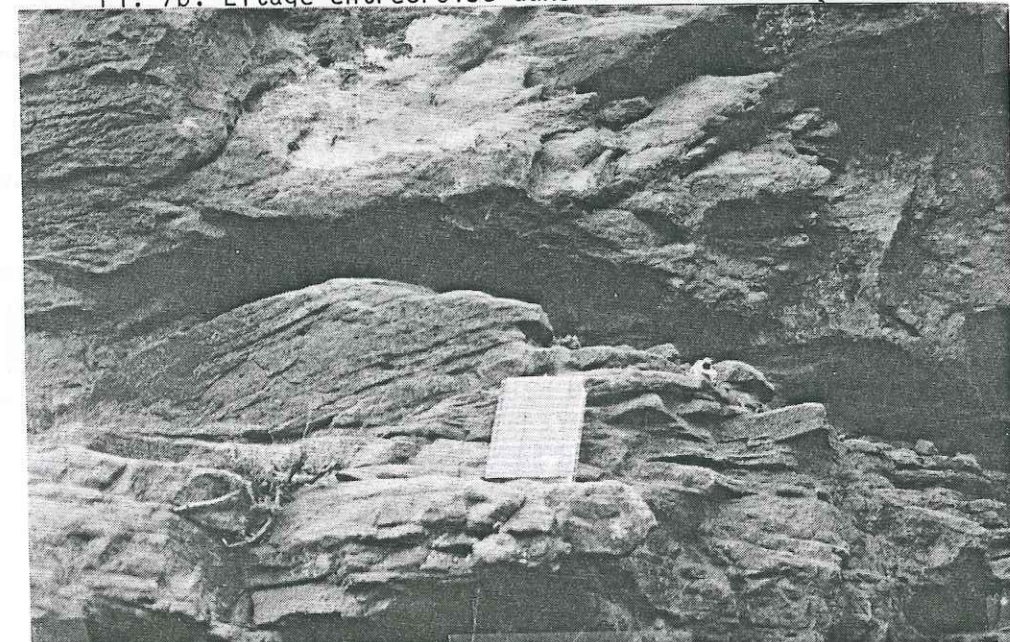
g/ La structure en "Herring bone bedding" est rare et n'a (PL.7B)



Pl. 7a: Chenal dans la formation E₃ d'Imini.



Pl. 7b: Litage entrecroisé dans la formation E₃ du Tichka.



Pl. 7c: Litage oblique plan dans la formation E₃, Tichka.

été observée que dans le membre supérieur de la formation E₃ du Tizi n'Tichka et dans un petit niveau de la même formation à Ighrem n'Ougdal. Elle caractérise les dépôts d'estuaires.

h/ Le litage oblique déversé ou "Over turned bedding" résulte de glissements intraformationnels de pente en bordure de chenaux. Il a été observé dans la formation E₂ de la coupe B d'Ighrem n'Ougdal.

i/ Les "Slumpings", effets d'une tectonique synsédimentaire, apparaissent surtout au sommet de la formation E₃ du Tizi n'Tichka et d'Ighrem n'Ougdal qu'ils caractérisent.

j/ Les "Flasers" sont fréquents dans les termes grésosilteux du sommet de la formation E₃ depuis Eç-çour jusqu'à Telouët. Ils caractérisent un milieu littoral (estuaire et plage).

k/ La disposition de galets (orientation et inclinaison) permet de reconstituer la direction et le sens des paléocourants. Elle a été utilisée surtout dans la formation E₁ et au sommet de la Formation E₃ lorsque le terme conglomératique est présent.

1.4. Structures visibles au sommet des bancs :

a/ Les ripple marks" sous-aquatiques, marqueurs d'un milieu littoral peu profond, ont été observés dans les niveaux de base de la formation E₄ d'Ighrem n'Ougdal.

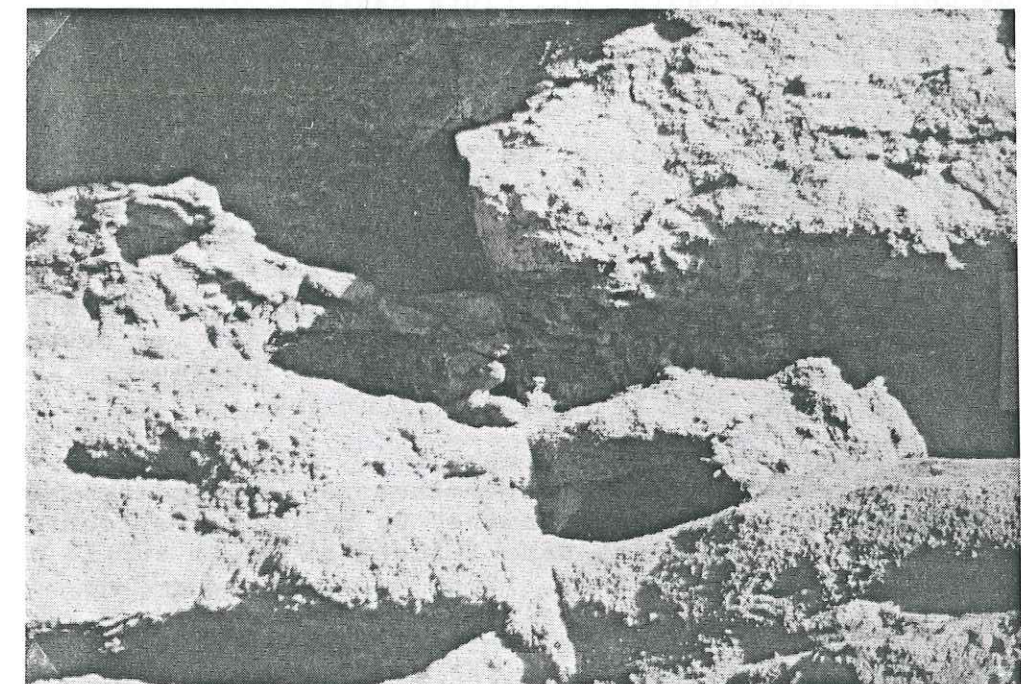
b/ Les croissants de plage ou "Crescent casts" sont fréquents au passage E₃ / E₄ et caractérisent un milieu de plage.

c/ Les fentes de dessiccation ou de cynérèse ou "Mud cracks", sont de dimensions variable et correspondent à une exondation temporaire par évaporation. Elles peuvent exister aussi bien à la base de bancs qu'à leur sommet et sont fréquentes dans les formation E₁ ainsi qu'à certains niveaux de la Formation E₃.

d/ Les rill-marks, fines rainures de ruissellement, sont rares et n'apparaissent qu'au sommet de la série au passage E₃/E₄.



Pl. 8: Litage plan horizontal dans E₃ du Tizi n'Tichka.



Pl. 9: Moulage de fentes de dessiccation, E₁ d'Eç-çour.

2. RECONSTITUTION DES PALEOCOURANTS :

2.1. But et Méthodes :

Cette reconstitution est établie à partir de l'analyse de certaines des figures sédimentaires précédemment décrites. Couplée à une étude pétrographique, elle permet de situer les provinces distributrices des matériaux détritiques pour chaque formation et d'ébaucher une paléogéographie de la région.

2.2. Résultats : (Fig. 22 à 24)

2.2.1. Formation E₁ :

a) Région d'Eç-çour :

-/ Dans la coupe type de Ghourrassène deux directions principales d'écoulement ont été déterminées;
 - Une direction d'écoulement SSW - NNE, déterminée à partir de l'imbrication des galets et des litages obliques courbes.
 - Une direction ESE-WNW déterminée surtout dans les niveaux gréseux à partir des litages obliques, linéations de délit, "load casts" et "flute casts".

-/ Dans le secteur de Tamajdout une seule direction SSE-NNW a été déterminée.

-/ Dans la région de Timmicha, nous avons observé une direction d'écoulement N-S dans le conglomérat de base.

b) Région d'Ighrem n'Ougdal :

La direction S-N domine avec des variantes entre le SW-NE et le SE-NW. Les mesures ont été faites dans les coupes A et B sur des imbrications de galets et du litage oblique.

c) Région du Tizi n'Tichka :

La direction N-S, déterminée à partir des mêmes types de figures sédimentaires, domine. Ce résultat est conforme avec ceux effectués au nord-est dans l'Adrar n'Ouzlim sur le même niveau stratigraphique (Beauchamp, 1982).
























d/ Dans le secteur d'Imini, la direction S-N est permanente à tous les niveaux de la série.

2.2.2. Formation E₂ :

Il existe peu de variations dans les directions de courant mais des variations dans les sens d'écoulement: A Eç-çour et Ighrem, le sens SE-NW à E-W domine alors que dans le secteur du Tizi n'Tichka le sens NNW-SSE l'emporte, localement

- I : Figures sédimentaires.
 III : Directions des courants déterminées à partir des linéations de délit, axes des chenaux et load casts.
 III : Sens des courants déterminées à partir des imbrications, des flutes et des litages obliques.

Légende de la colonne I :

-  Litages obliques
-  Litages horizontaux
-  Litages slumpés
-  Chenaux
-  Encroûtements carbonatés
-  Encroûtements siliceux
-  Sphérules de quartz
-  Granoclassement
-  Galets mous
-  Galets éolisés
-  Linéation de délit
-  Flute cast
-  Croissant de plage
-  Bioturbation
-  Terriers horizontaux
-  Terriers verticaux
-  Evaporite
-  Pseudomorphose de cristaux de sel
-  Oncolites
-  Niveau à bois
-  Matières végétales
-  Empreintes de vertébrés
-  Imbrications des galets

Légende des figures 22 à 24.

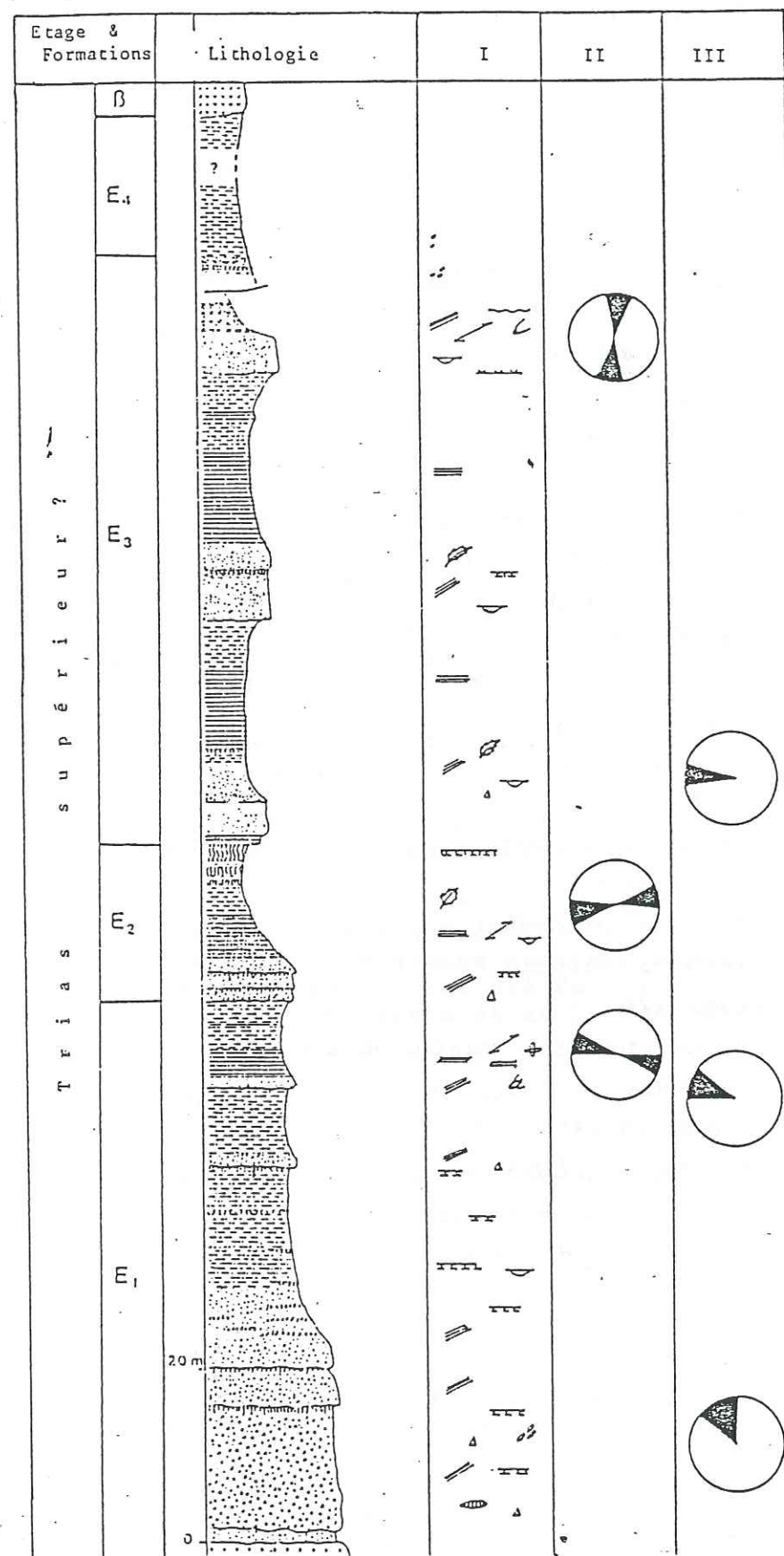


fig 22 figures sédimentaires et paléocourants de la coupe type du bassin d'Eç-gour (Ghourrassène).

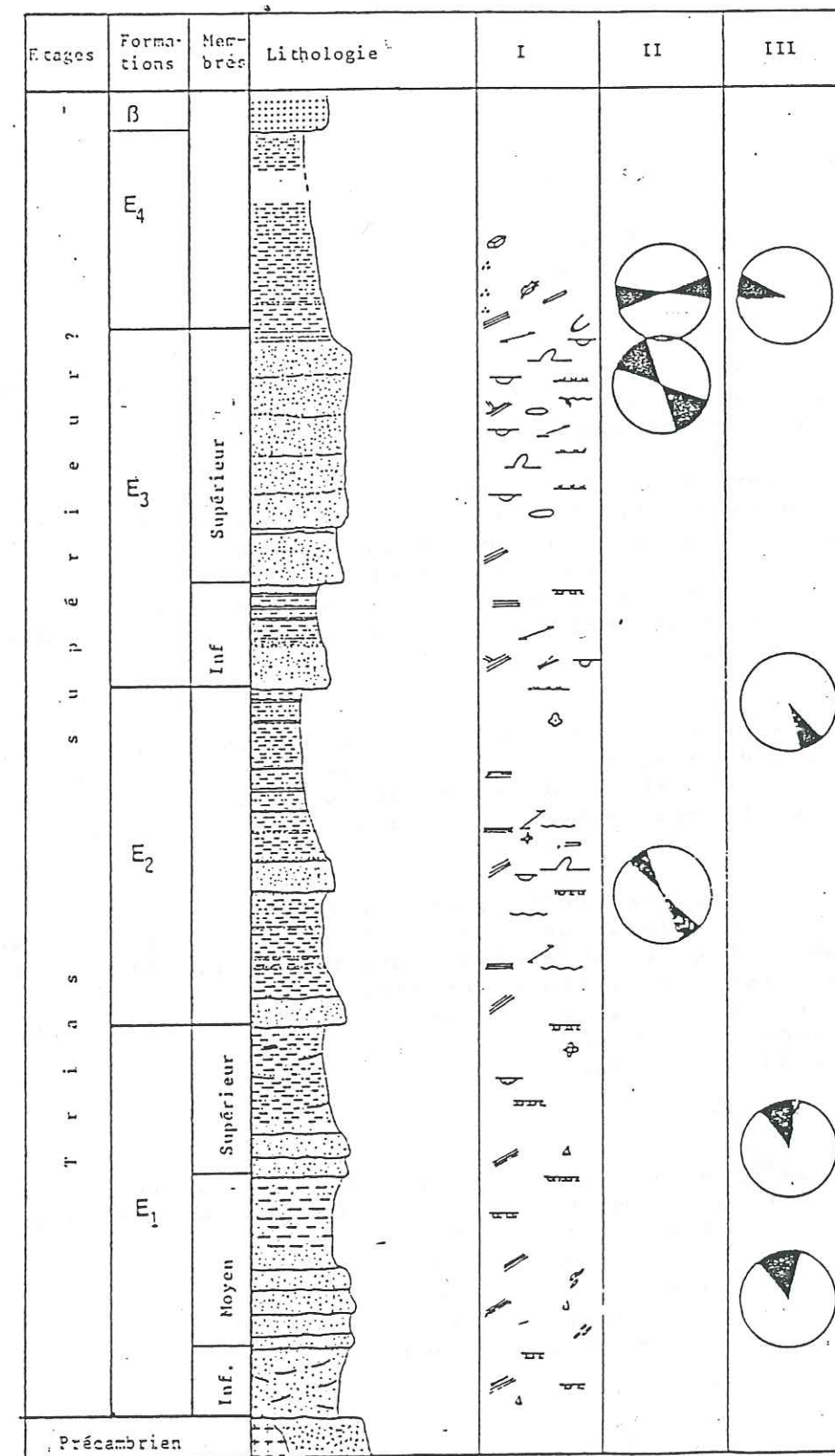


fig 23 figures sédimentaires et paléocourants de la coupe type d'Ighrem n'Ougdal.

modifié par une variante E-W.

2.2.3. Formation E₃ :

L'étude des paléocourants au sommet de cette formation a été effectuée par de nombreux auteurs (Proust, 1973 - Petit, 1976 - Beauchamp, 1980 à 1984) dans divers secteurs du Haut Atlas. Dans le flanc sud, on a observé les directions suivantes:

a/ Dans la coupe type d'Eç-cour, une direction S-N avec quelques variations autour de cet axe a pu être déterminée à partir des axes de chenaux et des croissants de plages.

Dans la coupe réduite de Timmicha un apport N-S, local, peut être mis en évidence dans des grès à litage oblique, surmontés d'un épisode conglomératique absent dans la partie la plus subsidente du bassin (Ghourrasène). Cet apport local a été observé dans toutes les coupes, complètes mais réduites, situées au pied de l'axe de la chaîne et correspond donc au démantèlement d'un paléorelief voisin.

b/ Dans le secteur d'Ighrem n'Ougdal, une direction SSE -NNW a été déterminée sur des axes de chenaux, linéations de délit, flute casts et peut être rapproché de la direction S-N déterminée dans le même niveau stratigraphique par Proust (1973).

c/ Dans le secteur du Tizi n'Tichka, des mesures effectuées sur des axes de chenaux et des linéations de délit dans la coupe de l'Assif n'Tamadla confirme la direction d'apport NNW-SSE déjà mise en évidence par Beauchamp (1982). La présence d'un épais niveau conglomératique dans la coupe D (maison forestière) permet de mettre en évidence une source distributrice très proche dans ce secteur.

La direction ENE-WSW à NE-SW, classique dans les derniers niveaux au sommet de cette formation, se retrouve également sur ce flanc sud depuis Eç-cour jusqu'à Telouet. Elle traduit une certaine homogénéité dans l'alimentation des divers bassins à cette époque. Toutefois, la persistance de la direction S-N à Imini peut s'expliquer par la position de bordure de ce bassin par rapport aux autres secteurs.

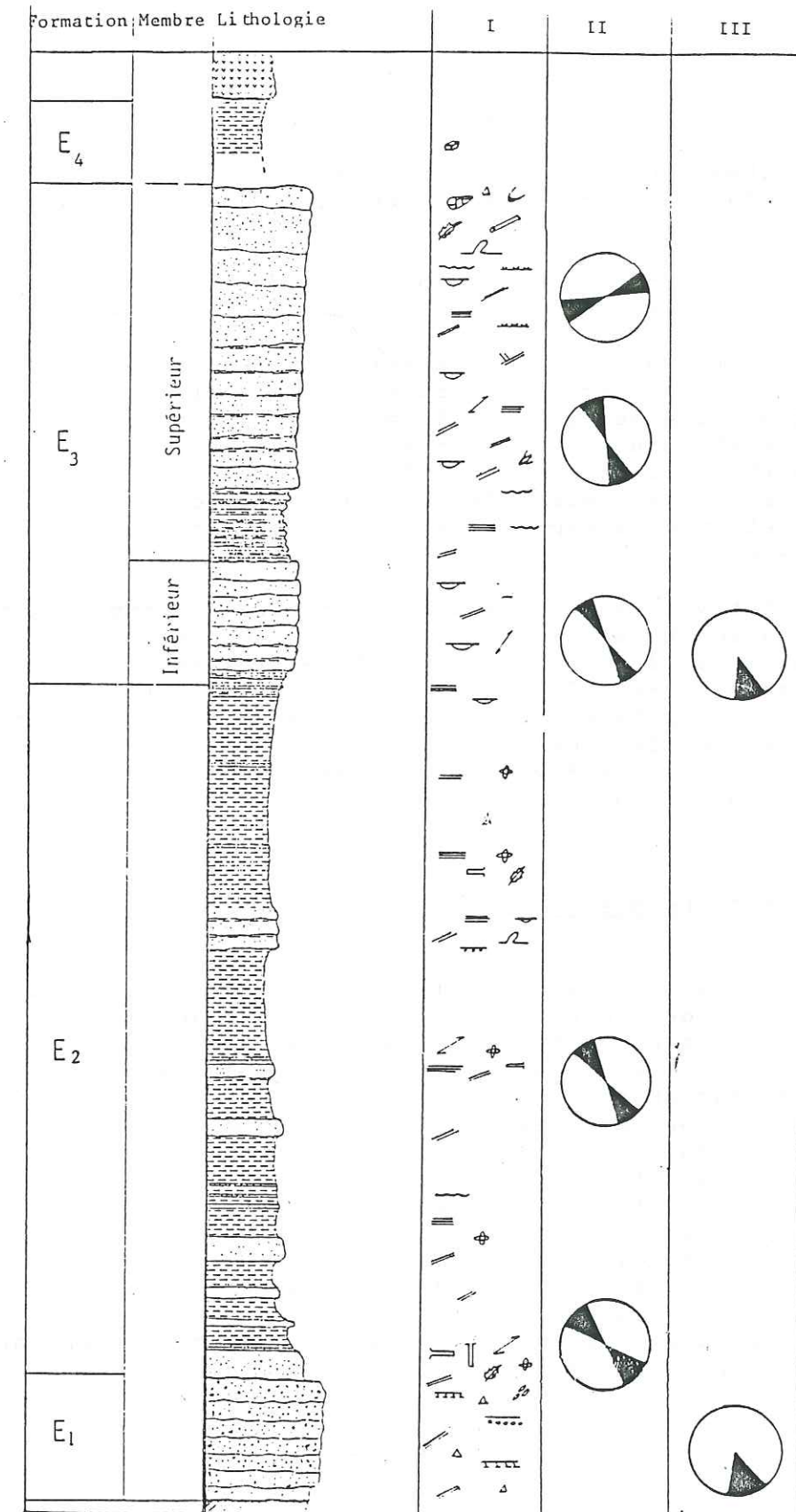


fig 24 figures sédimentaires et paléocourants de la coupe type du bassin du Tizi n'Tichka.

3. APPORT DES PALEOCOURANTS A LA RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA REGION :

3.1. Formation E₁ :

Le report des directions des paléocourants de la formation E₁ sur la carte des affleurements du flanc sud (Fig. 25) met en évidence deux sources d'apports :

- . Une province sud (Siroua et Sarho), classique, et dont les influences sont permanentes au cours du dépôt de la série.
- . Une province distributrice septentrionale correspondant au massif ancien du Haut Atlas de Marrakech.

Cette double alimentation, d'importance probablement inégale, est également attestée par la dualité de la composition pétrographique des galets. A Imini et Eç-gour, les brèches et les conglomérats sont à éléments de rhyolite dominants alors qu'à Ighrem n'Ougdal et au Tizi n'Tichka, cette composition varie avec l'apparition des galets de granite, de bloc de grès, des éléments qu'on retrouve aisément dans le massif ancien du Haut Atlas de Marrakech.

Cette diversité dans les directions d'apport peut s'expliquer également par un certain isolement, les uns des autres, de ces secteurs du flanc sud, et expliquerait les variations d'épaisseurs des différentes formations. Ainsi peut-on mettre en évidence un paléorelief au SW d'Ighrem n'Ougdal et un autre au NE, tous les deux obliques par rapport au paléorelief principal (Fig. 27) constitué par la zone axiale du massif ancien du Haut Atlas de Marrakech.

3.2. Formation E₃ :

Le report des différentes directions des paléocourants que nous avons déterminées dans la formation E₃ et de celles déterminées par nos prédécesseurs dans son équivalent stratigraphique (Grès de l'Oukaïmeden) autour du massif ancien du Haut Atlas de Marrakech (Fig. 26) fait ressortir de manière très nette la disposition en paléorelief de ce massif ancien et complète ainsi les observations faites à partir de l'étude lithostratigraphique: Sur le flanc nord, aussi bien à Talatast qu'à l'Ourika un sens d'écoulement S-N à SE-NW a été mis en évidence (Proust 1973; Beauchamp 1982; Biron 1982) alors que sur le flanc sud, nous venons de décrire un sens opposé au précédent. La direction ENE-WSW à NE-SW se retrouve pratiquement dans tous les bassins au sommet de la formation E₃ (formation F₃ de Biron, 1982) et traduirait une homogénéité dans l'alimentation des divers secteur par un courant côtier longitudinal NE-SW (Biron, 1982).

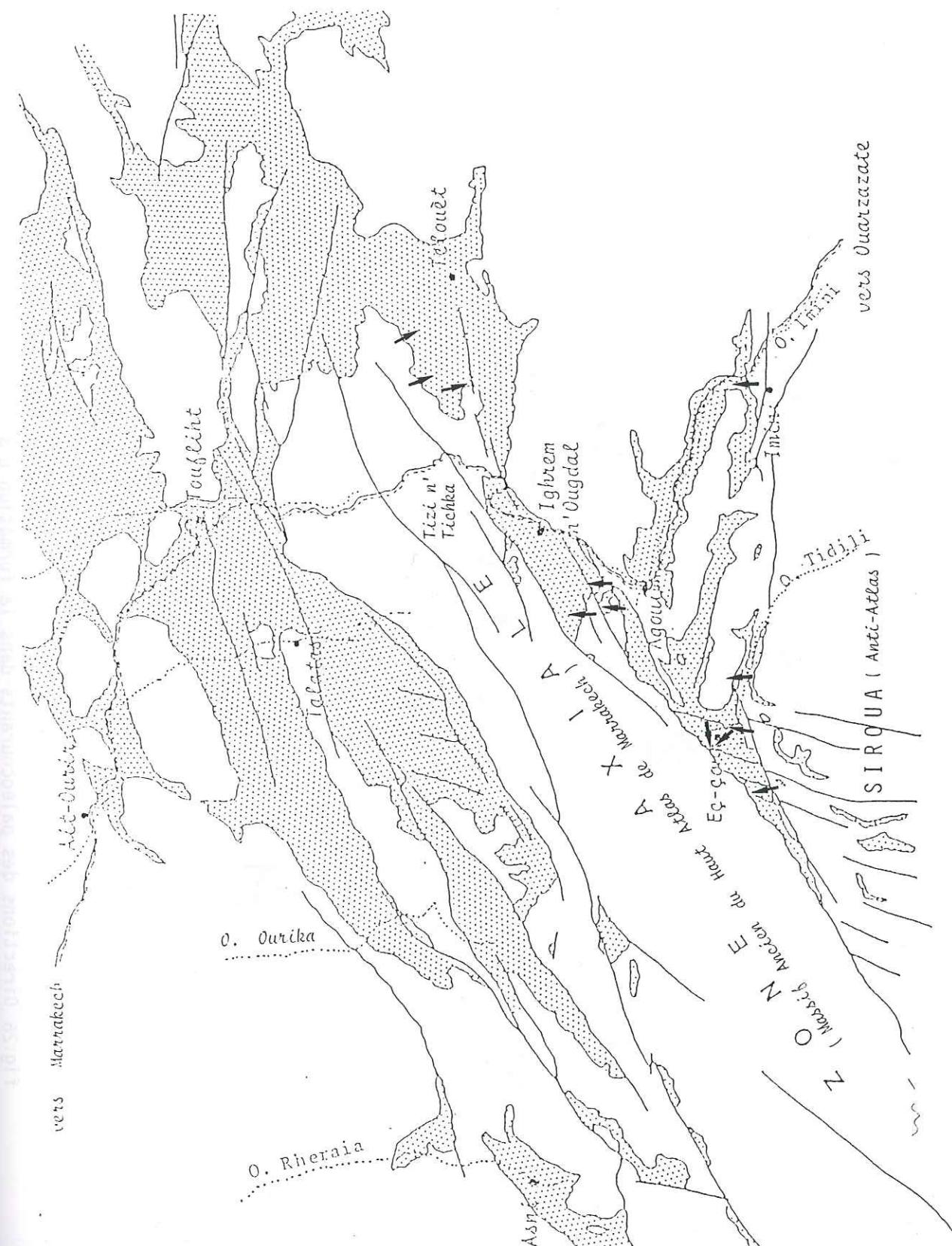


fig 25 Directions des paléocourants dans la formation E1

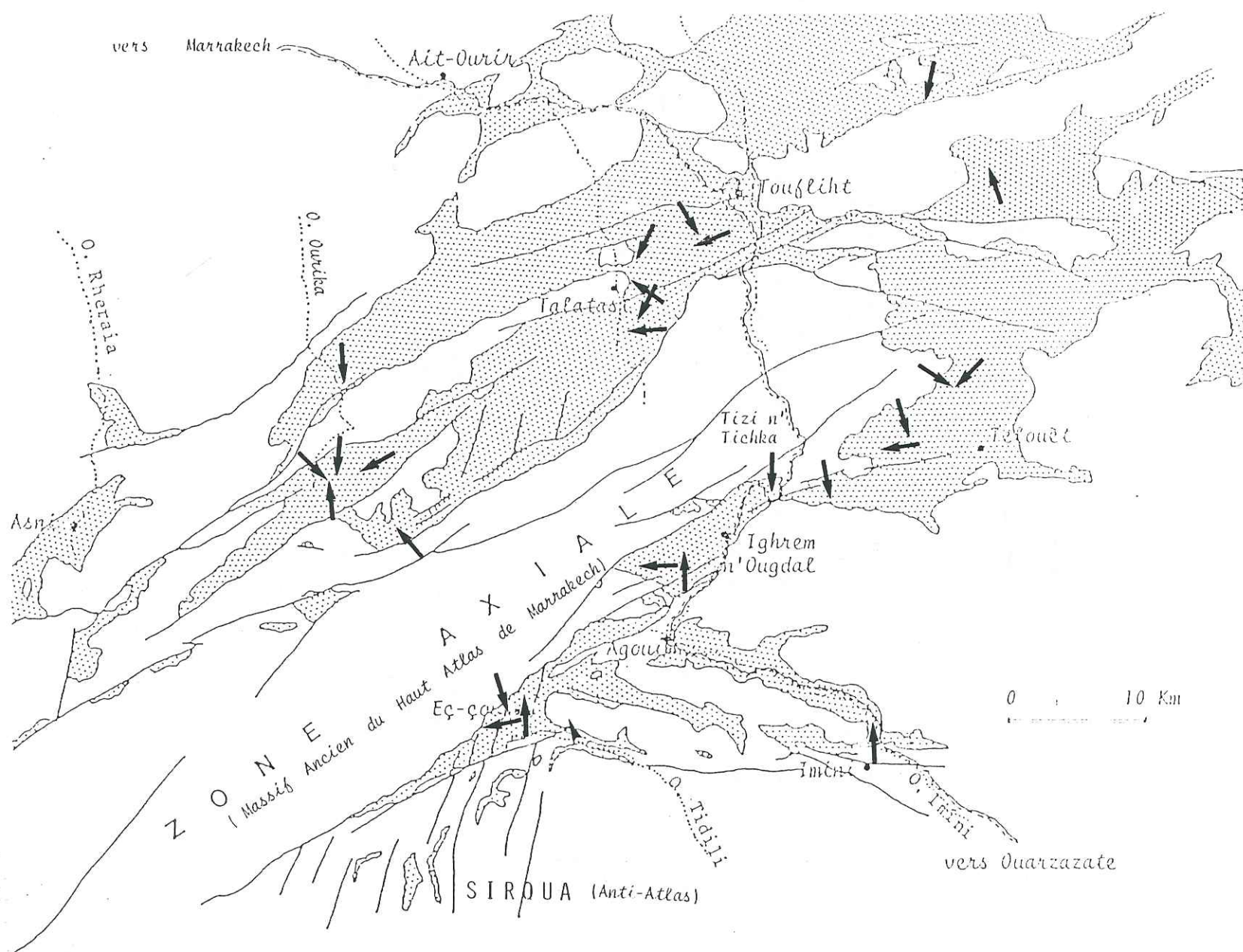


fig:26 Directions des paléocourants dans la formation E 3

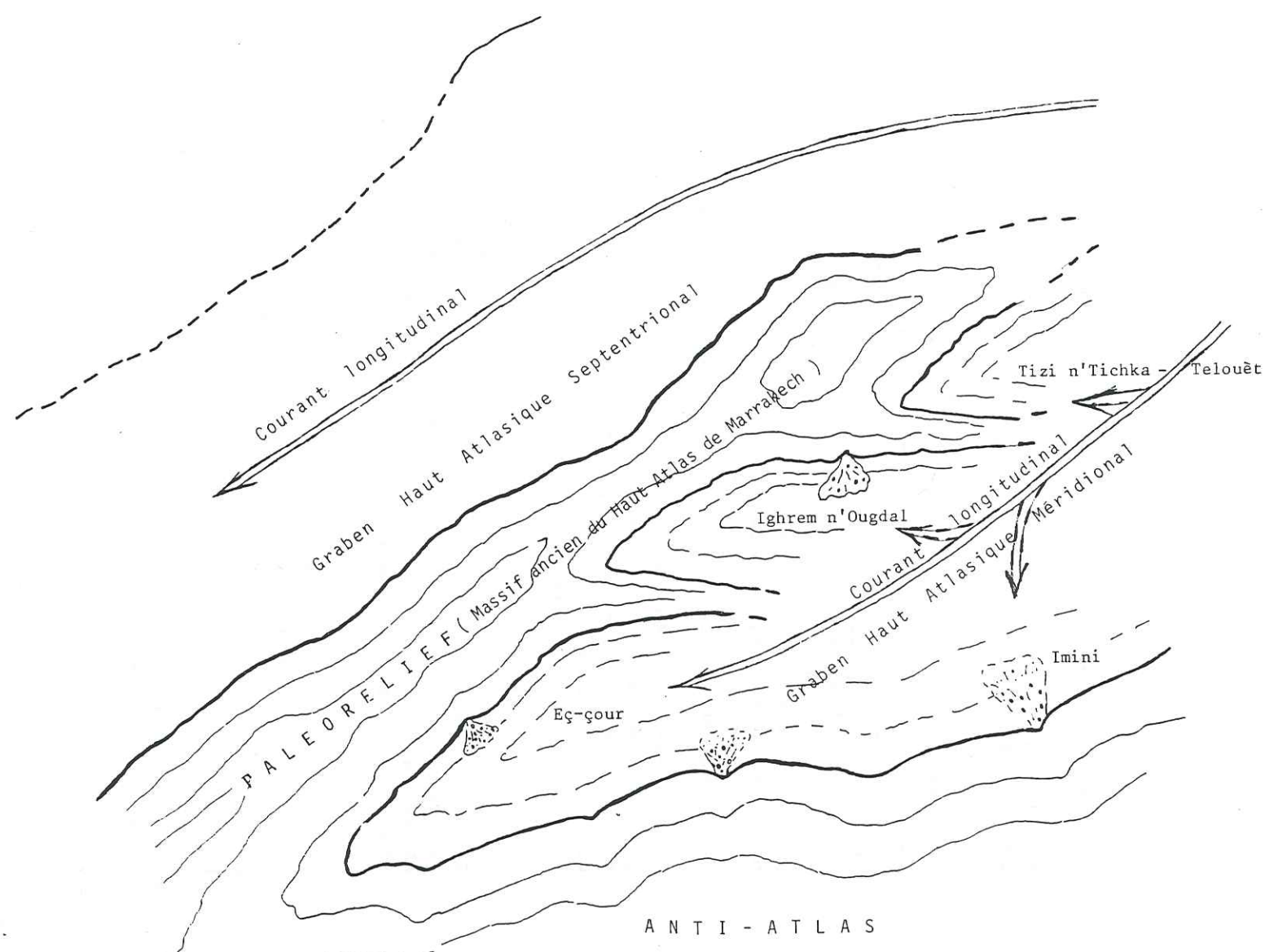


fig:27 Ebauche paléogéographique des bassins et des paléoreliefs du flanc sud du Haut-Atlas de Marrakech à l'époque de la formation E 3

4. CONCLUSION :

Ce résultat est en opposition avec le schéma classique et les conclusions de Proust (1973) pour qui le "Bloc oriental du massif ancien du Haut Atlas de Marrakech se situe exactement sur l'emplacement de la zone de subsidence maximum du Permo-Trias".

La disposition en relief du massif ancien à cette époque peut être mise en évidence par d'autres arguments indirects;

- Des rejets spectaculaires devraient exister sur les accidents N60 qui jalonnent le flanc sud et qui auraient pu mettre le massif ancien en relief au cours de l'orogénèse atlasique (secteur dont le point culminant actuel est à plus de 4100 m). Or le rejet le plus important d'un accident N60 est celui observé au Douar de Timloughit. Il refoule les terrains liasiques et son rejet n'excède pas 300 m. Dans la région du Tizi n'Tichka, le jeu inverse le plus important est celui d'un accident de direction N110 qui aboutit à la formation d'une structure anticlinale déversée.

- La présence de niveaux bréchiques à matrice porteuse permet également de définir de petits reliefs obliques par rapport au relief principal: le premier au SW du bassin d'Ighrem n'Ougdal et un second de même direction au nord-est de la même région.

- Ce paléorelief du massif ancien s'ennoît progressivement vers le NE. Ses vestiges sont visibles dans le Jbel Issyris sous forme d'un horst à série triasique réduite. Ses vestiges se retrouvent plus à l'est dans le Haut Atlas central où il sépare un hémigraben situé sur le flanc sud des bassins du flanc nord (Ed. Laville, 1977).

Cette paléogéographie explique la différence entre les séries du flanc nord (en réalité flanc NW) et celles du flanc sud (flanc SE) du Haut Atlas de Marrakech et permet d'attribuer au flanc sud en général le nom de graben Haut Atlasique méridional et au flanc nord celui de graben Haut Atlasique septentrional. Cette disposition se confirme également par l'importance des paléosols dolomitiques à la base des séries du flanc sud (Niveaux E₁ et E₂) et par les sursalures des milieux confinés de sebkha dans les niveaux silteux à grés-silteux des trois premières formations (Chap. VI).

Chap. IV : GRANULOMETRIE

1. INTRODUCTION :

L'analyse granulométrique permet de caractériser la nature de l'agent de dépôt final.

Cette étude a été appliquée aux termes gréseux et gres-silteux des bassins d'Eg-gour, d'Imini et d'Agouim.

2. TECHNIQUES D'ANALYSES :

Les échantillons, choisis dans les parties meubles ou facilement friables des formations, ont été décalcifiés et désagrégés à l'aide de l'acide chlorhydrique à froid.

Chaque échantillon, d'un poids au moins égal à 150 gr a été tamisé à l'eau au moyen d'une série de tamis de type Atnor, allant de 0,040 mm à 2 mm. Après séchage et tamisage sur un vibreur, pendant 5 mn, le refus de chaque tamis est pesé, ainsi que la fraction inférieure à 40 microns, qui est analysée par densimétrie lorsque son poids dépasse 25% de la masse totale de l'échantillon.

3. REPRESENTATION DES RESULTATS :

Nous les présentons sous forme de courbes, d'indices et de graphes conjuguant certains paramètres granulométriques.

3.1. Courbes granulométriques :

Elles sont de trois types: Courbes des pourcentages simples, courbes des pourcentages cumules, courbes des pourcentages cumules en unité de probabilité.

Les courbes granulométriques sont établies en portant en abscisses les dimensions en millimètres ou en unité phi (ϕ) des mailles des tamis de la colonne utilisée et en ordonnées les pourcentages des fréquences cumulées sur une échelle arithmétique ou sur une échelle de probabilité.

3.2. Indices granulométriques:

3.2.1. Fractiles :

Q1: Premier quartile; valeur de l'abscisse correspondant à l'ordonnée 25% de la masse totale de l'échantillon, cumulée à partir des fins.

Md: Deuxième quartile ou médiane; valeur de l'abscisse correspondant à l'ordonnée 50% de la masse totale de l'échantillon.

Q3: Troisième quartile; valeur de l'abscisse correspondant à l'ordonnée 75% de la masse totale de l'échantillon, cumulée à partir des fins.

Q5, Q16, Q84 et Q95 sont des fractiles définis respectivement par les abscisses correspondants aux ordonnées 5%, 16%, 84% et 95% cumulées à partir des fins.

Ces différents fractiles sont donnés par les courbes des pourcentages des fréquences cumule.

3.2.2. Medianes :

- Mz: "mean" de Folk et Ward (1957), valeur en unité phi du rapport;

$$Mz = \frac{\bar{x}_{16} + \bar{x}_{50} + \bar{x}_{84}}{3}$$

- X : 1^{er} moment de Friedman qui correspond à :

$$X = \sum_{n=1}^n (f_i \cdot M_i)$$

3.2.3. Indices de classement:

- Qdphi de Krumbein (1938): Coefficient de mauvais classement défini en unités phi (Φ).

$$Qd\bar{x} = \frac{Q_{75} - Q_{25}}{2}$$

Cet indice peut-être déterminé directement à partir des courbes des pourcentages cumulés à l'aide de la règle graduée en Φ (en application de $(Q_3 - Q_2) \cdot 0,5$) qui correspond au "Sorting" de Doeglas (1968) exprimé en unités phi. Porte sur l'histogramme des $Qd\Phi$, il permet de caractériser le milieu de

dépôt de l'échantillon.

- "Sorting index" de Trask (1932): Coefficient de mauvais classement exprimé en millimètres.

$$So = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

- "Standard deviation" de Folk & Ward (1957):

$$St. dv. = \frac{\bar{x}_{84} - \bar{x}_{16}}{4} + \frac{\bar{x}_{95} - \bar{x}_5}{6.6}$$

- "Simple sorting measure" de Friedman (1967):

$$Sos = \frac{\bar{x}_{95} - \bar{x}_5}{2}$$

3.2.4. Les indices d'asymétrie :

- L'indice d'asymétrie de Trask (1932):

$$S = \frac{Q_1 * Q_3}{(Q_2)^2}$$

- "Skewness" d'Inman (1952) repris par Folk & Ward (1974):

$$Ski = \frac{\bar{x}_{84} + \bar{x}_{16} - 2\bar{x}_{50}}{2(\bar{x}_{84} - \bar{x}_{16})} + \frac{\bar{x}_{95} + \bar{x}_5 - 2\bar{x}_{50}}{2(\bar{x}_{95} - \bar{x}_5)}$$

- "Simple skewness measure" de Friedman (1967):

$$s = (\bar{x}_{95} - \bar{x}_5) - 2\bar{x}_{50}$$

3.2.5. Indice d'angulosité :

- Kurtosis de Folk & Ward:

$$Kg = \frac{\bar{x}_{95} - \bar{x}_5}{2.44 (\bar{x}_{75} - \bar{x}_{25})}$$

3.3. Diagrammes conjuguant certains paramètres granulométriques :

3.3.1. Diagramme Q1-Md-Q3 de D.J. Doeglas (1968):

Il permet de visualiser la grossièreté moyenne, le classement et l'asymétrie d'un sédiment. Il est obtenu en portant sur la diagonale d'un carré subdivisé en un certain nombre de classes granulométriques les paramètres Md, Q1 et Q3 de chaque échantillon.

3.3.2. Diagramme de Passega (1957-1968):

Passega a montré que les dépôts clastiques peuvent être caractérisés par deux paramètres granulométriques:

C: Le "one-percentile", valeur approchée du diamètre maximal.
M: La médiane.

Ces deux paramètres permettent l'établissement d'un diagramme CM;

Il existe une relation entre la valeur C et le mécanisme du transport et du dépôt; une valeur C supérieure à 1000 microns indique un transport par roulement sur le fond; La partie du diagramme CM parallèle à la ligne C=M correspond au dépôt de sédiments transportés en suspension dégradée. La partie horizontale de ce diagramme correspond au dépôt de sédiments transportés en suspension uniforme. Lorsque dans une formation les sédiments sont transportés et déposés par un courant tractif, l'ensemble des points se répartit en une surface brisée assimilée à une "chaussette". Cette surface peut être subdivisée en cinq segments:

. Le segment QR représente des dépôts de sédiments transportés en suspension dégradée et caractérisés par l'absence des grains roulés et un bon classement.

. Le segment PQ est semblable au précédent, auquel s'ajoute un petit nombre de grains roulés. Lorsque la proportion de ces derniers augmente, les dépôts sont représentés par le segment OP et quand ils forment presque tout le dépôt, par le segment NO.

Le coude OPQ s'explique par la différence entre transport par roulement et par suspension dégradée. Le segment RS représente les sédiments transportés par suspension uniforme.

La zone T représente les lutites transportées par suspension pélagique.

Ce diagramme CM permet d'estimer la profondeur des dépôts par les valeurs de Cs et de Cu:

. Cs: Dimension du grain le plus grossier transporté par suspension gradée; indique la turbulence maximale sur le fond provoquée par les vagues (100 m maximum de profondeur).

. Cu: Dimension du grain le plus grossier transporté par suspension uniforme; indique la turbulence maximale de l'eau non perturbée par l'action de fond.

3.3.3. Diagrammes de Friedman (1967-1979):

Friedman a montré que la conjugaison de certains paramètres deux à deux permettait de mieux caractériser le milieu de dépôt d'un sédiment.

		Mean		Skewness			Sorting				Kurtosis
Echan.		X	Mz	Sk	Ski	α_s	So	Qd	St. lv	Sos	Kg
1	I14	3.62	3.5	0.87	0.46	1.3	1.26	0.31	0.65	1.3	1.69
2	I13	3.12	3.08	2.6	0.155	0.45	1.86	0.22	0.56	1.12	2.05
3	I9	3.19	3.00	0.98	0.289	1.5	1.20	0.21	0.61	1.35	2.63
4	I8	2.65	2.55	1.70	-0.132	0.35	2.44	0.37	1.56	2.57	0.82
5	I5	3.59	3.7	0.96	-0.105	-0.73	1.25	0.35	0.82	1.73	2.03
6	I4	2.44	2.07	0.83	0.487	3.2	1.43	0.55	1.23	2.55	1.9
7	Gh10	2.98	2.84	0.90	0.22	1.2	1.37	0.51	0.85	1.6	1.29
8	Gh71	3.15	3.16	1.26	-0.20	-0.4	1.39	0.47	0.81	1.55	2.31
9	Gh7	3.20	2.9	0.89	0.41	2.45	1.27	0.35	1.83	2.12	2.48
10	Gh6	2.53	2.41	1.01	0.05	0.7	1.66	0.75	1.20	2.3	1.25
11	S4	2.11	2.18	1.89	-0.25	-0.78	2.33	1.2	1.34	1.99	0.68
12	S31	3.65	3.45	0.91	0.39	1.9	1.46	0.45	1.08	2.05	1.86
14	S2	4.89	4.83	0.50	0.33	2.2	1.78	0.8	2.37	4.35	1.92
15	G9	4.28	4.16	0.89	0.58	3.1	1.47	0.55	1.58	2.55	1.90
16	Ag20	2.11	1.93	0.40	0.63	1.9	2.04	1.04	1.07	1.55	0.61

fig:28 Tableau des indices granulométriques déterminés dans les séries du flanc
sud du Haut-Atlas de Marrakech.

		Q25	M	Q75	C	\bar{x}_5	\bar{x}_{16}	\bar{x}_{25}	\bar{x}_{50}	\bar{x}_{75}	\bar{x}_{84}	\bar{x}_{95}
Imini	1 I14	74	100	118	200	2.7	3.05	3.12	3.35	3.75	4.1	5.3
	2 I13	104	120	360	800	2.15	2.65	2.8	3.05	3.25	3.55	4.4
	3 I9	105	127	152	300	2.4	2.6	2.7	3.00	3.12	3.42	5.1
	4 I8	80	150	480	800	0.5	0.8	1.1	2.9	3.65	3.95	5.65
	5 I5	61	78	96	1000	1.6	3.1	3.35	3.7	4.05	4.3	5.07
	6 I4	175	275	360	800	0.9	1.25	1.45	1.85	2.55	3.12	6
Eg-çour	7 Gh10	100	145	190	450	1.8	2.11	2.28	2.8	3.3	3.61	5
	8 Gh71	82	102	160	900	1.55	2.4	2.7	3.3	3.65	3.80	4.65
	9 Gh7	108	145	175	400	1.9	2.35	2.5	2.8	3.2	3.55	6.15
	10 Gh6	112	185	310	1000	0.5	1.2	1.7	2.45	3.2	3.6	5.1
	11 S4	106	180	580	1000	0.12	0.55	0.80	2.5	3.2	3.5	4.1
	12 S31	65	100	140	800	2.2	2.6	2.9	3.3	3.8	4.45	6.3
	14 S2	22	55	70	900	1.0	3.0	3.6	4.25	5.45	7.25	9.7
	15 G9	55	86	120	250	2.55	2.85	3.1	3.55	4.2	6.1	7.65
	16 Ag20	115	370	480	800	0.8	1.0	1.1	1.4	3.18	3.41	3.9

Fig. 29 : Tableau des fractiles.

4. RESULTATS ET INTERPRETATIONS :

4.1. Diagramme Q₁-Md-Q₃ de Doeglas (1968) (Fig.30) :

Il montre que les échantillons se localisent dans un intervalle granulométrique allant des grès moyens aux silts grossiers avec une prédominance dans les grès fins. Ces échantillons se subdivisent en plusieurs lots;

.Un lot mal classé a asymétrie négative (11, 14 16) ou positive (4, 12)

.Un lot comprenant les échantillons de 1 à 6 bien classes et symétriques.

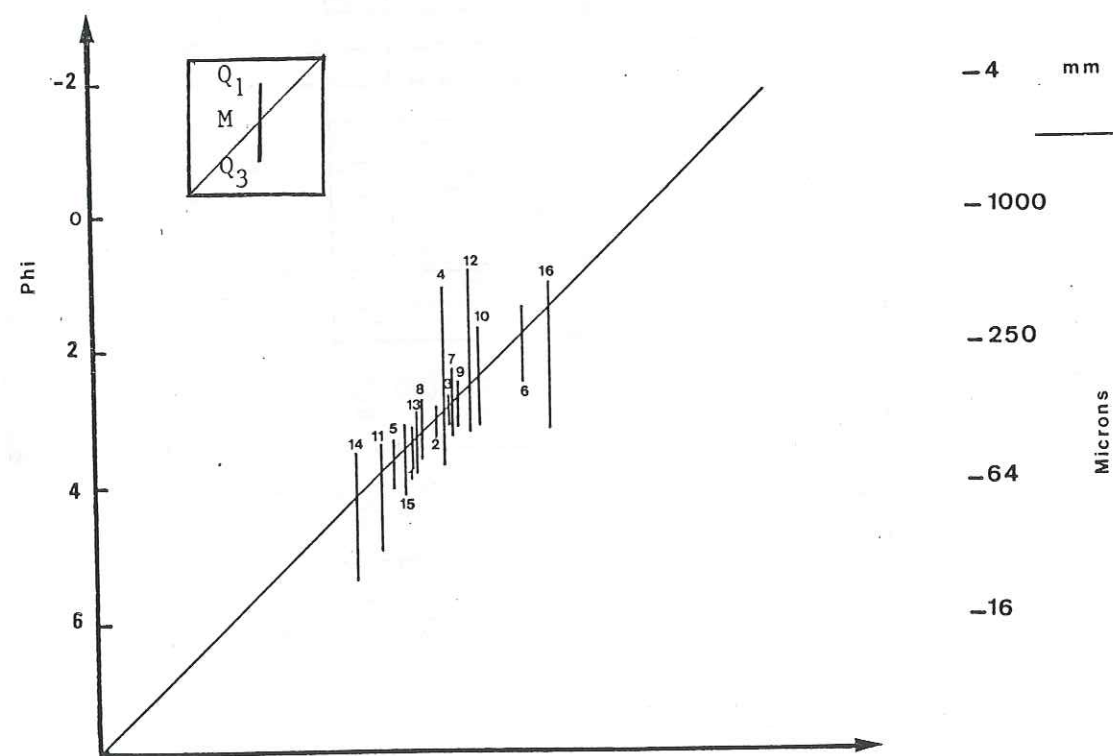


Fig. 30 Diagramme Q₁ Md Q₃ de D J DOEGLAS (1968)

4.2. Courbes de frequences simples : Fig.31

Elles se présentent sous deux formes;

- . Unimodales, hautes et serrées indiquant un sédiment mature et bien classé (f 13).
- . Unimodales étalées traduisant un sédiment mature mais mal classé (Gh 71).
- . Bimodales ou plurimodales traduisant un sédiment mal classé et immature.

4.3. Courbes de fréquences cumulées: Fig.31

Trois familles de courbes ont été obtenues;

- . Courbes à faible pente marquant un sédiment mal classé (S2a, 15).
- . Courbes à forte pente traduisant un sédiment bien classé (S31, 19, f13, f14, Gh7, Gh71).

. Courbes à forte pente et présentant une "bosse" des sables, typique d'un remaniement après dépôt. Ce remaniement a soit éliminé une partie de la fraction fine par déflation éolienne ou vannage sous aquatique et entraîne une asymétrie négative, soit dépose une fraction supplémentaire. Cette bimodalité s'observe essentiellement à la base de la formation E4 dans chaque bassin.

4.4. Indices de classement :

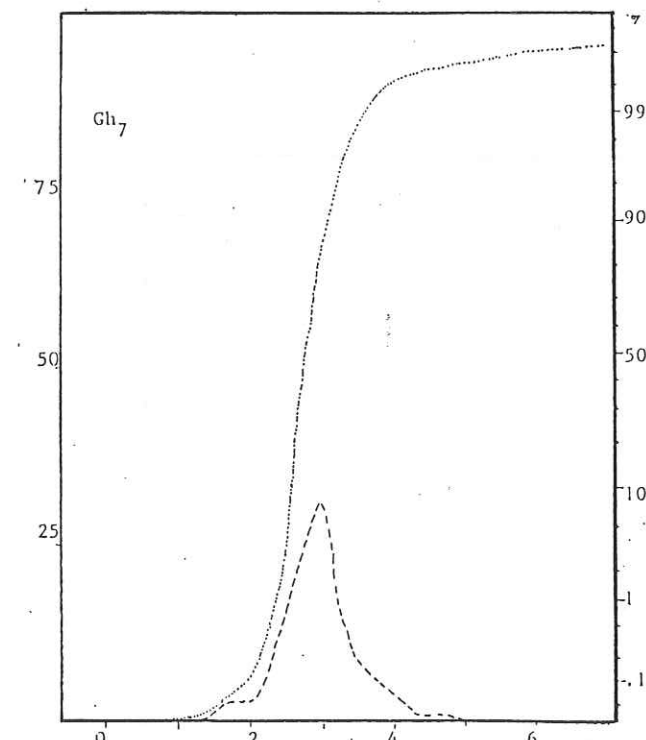
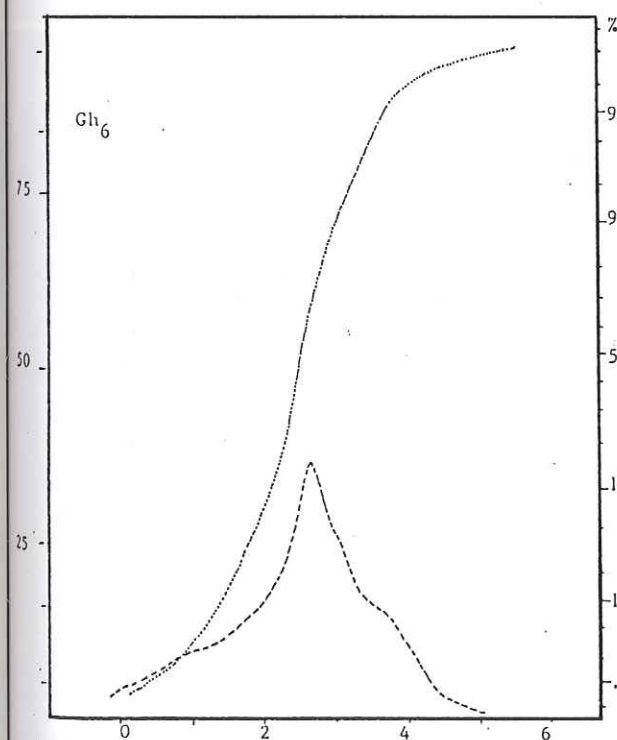
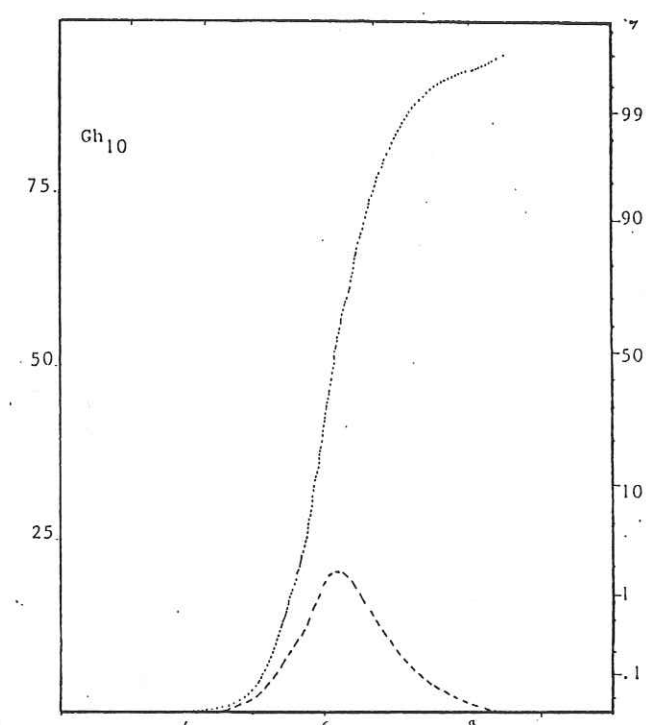
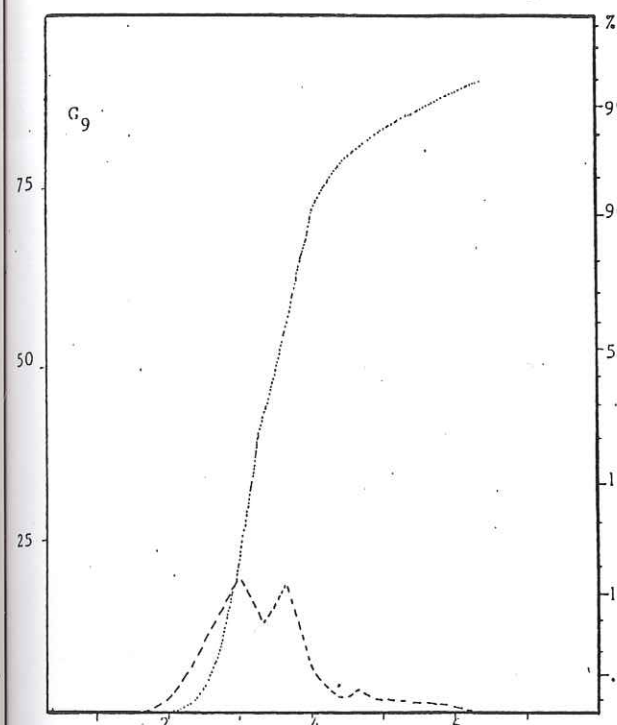
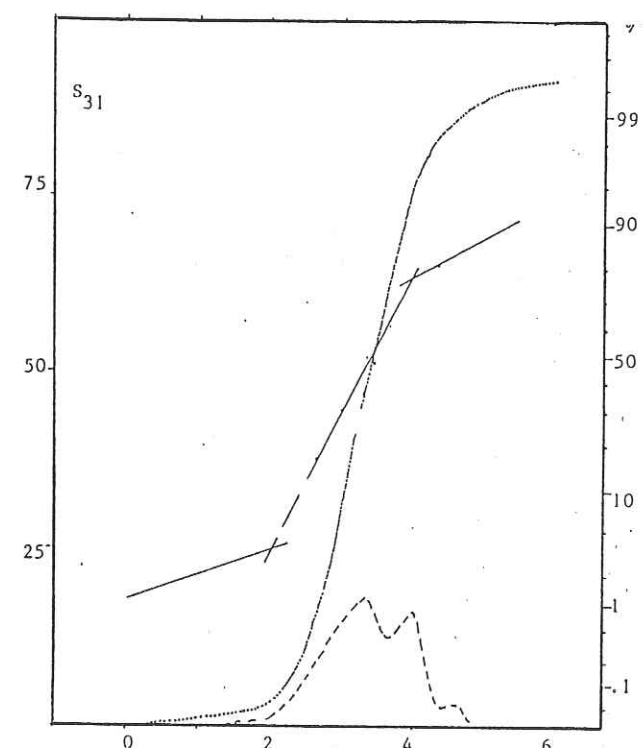
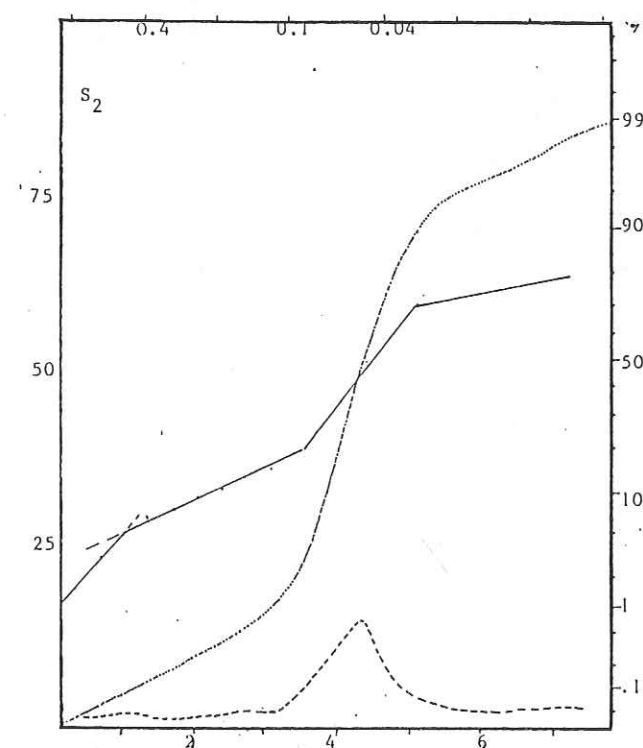
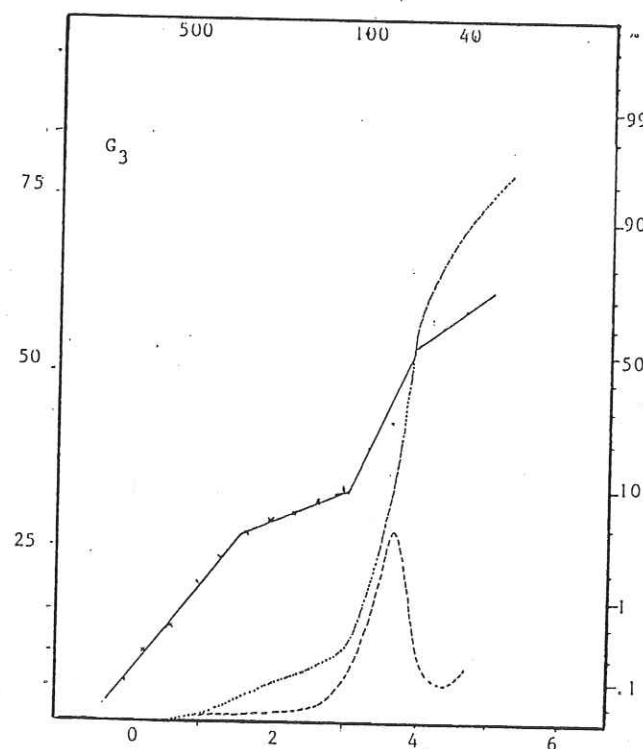
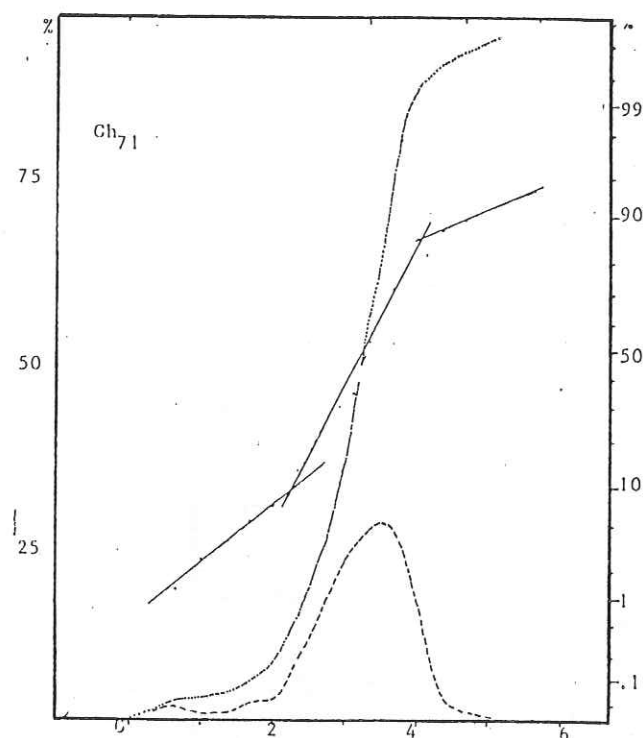
- Le "sorting index" de Trask est toujours inférieur à 2,45 et correspond à des sédiments assez bien classés. (Fig.29)

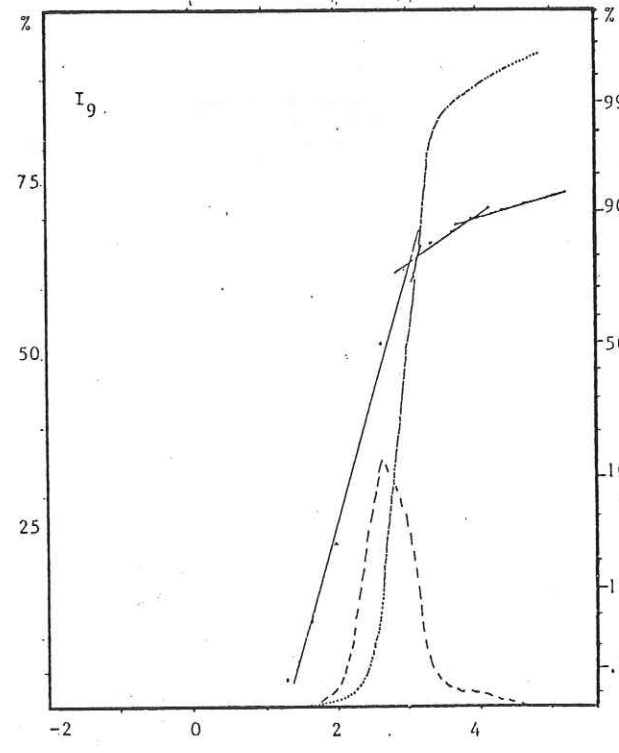
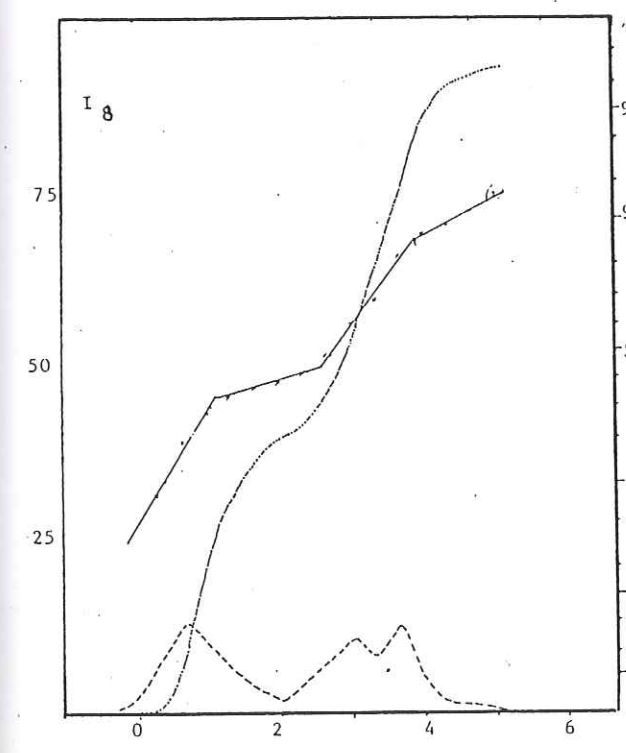
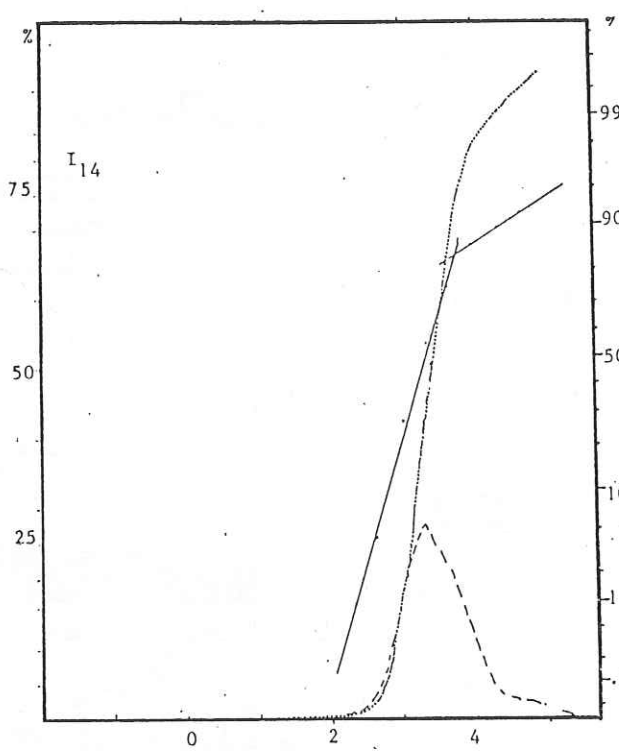
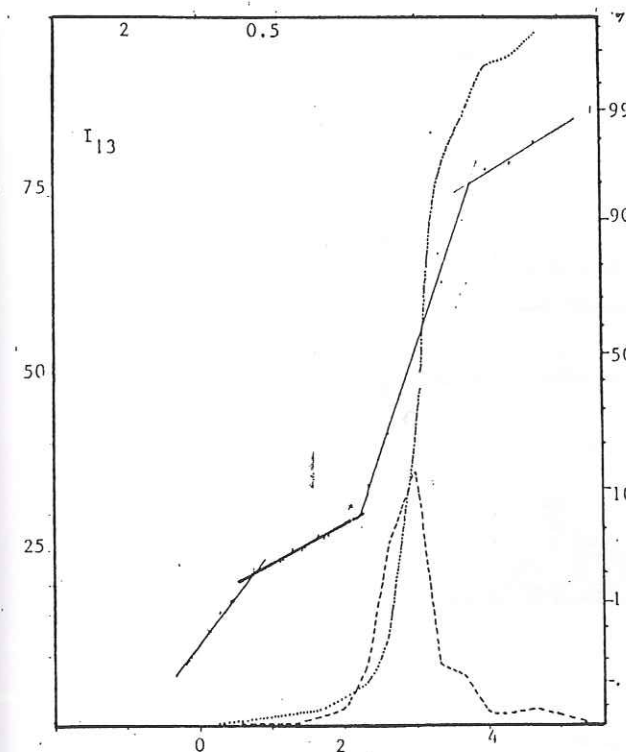
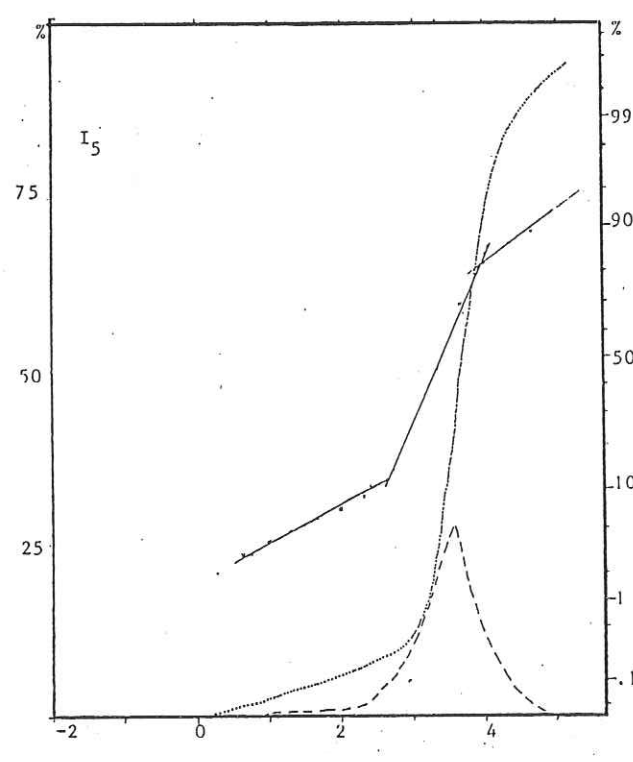
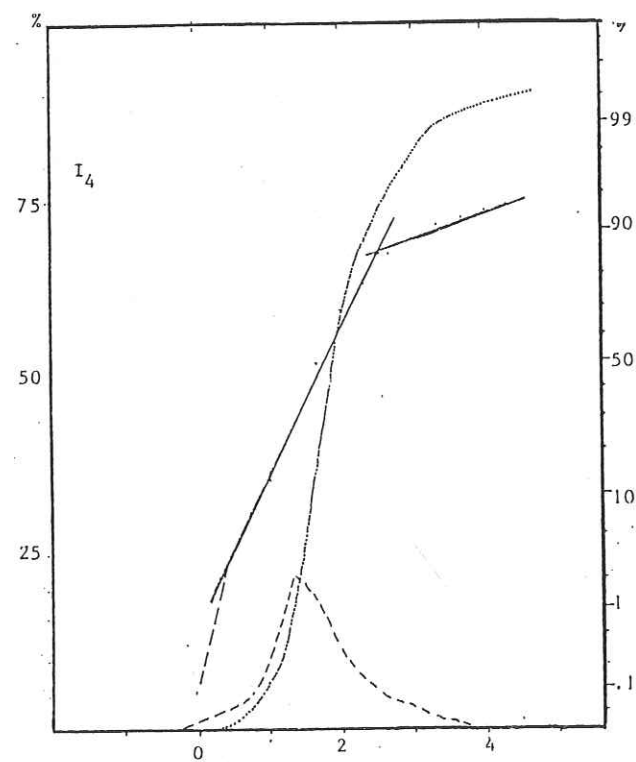
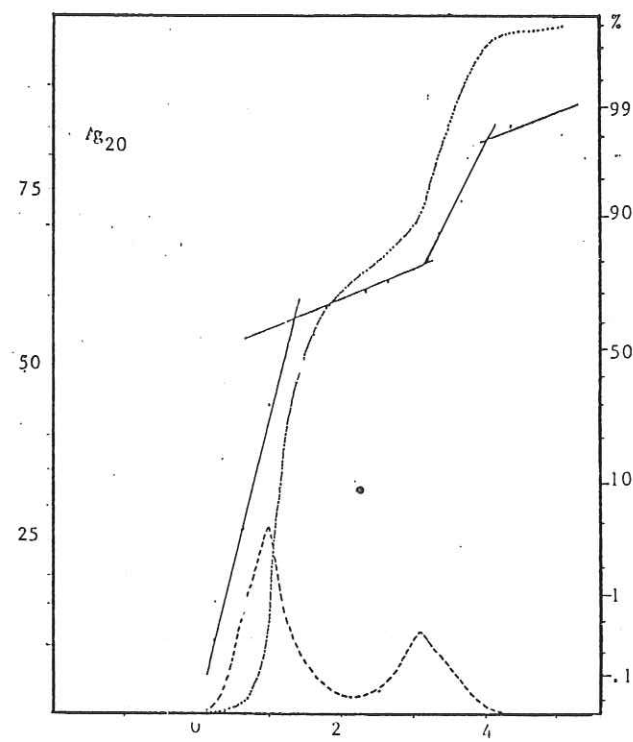
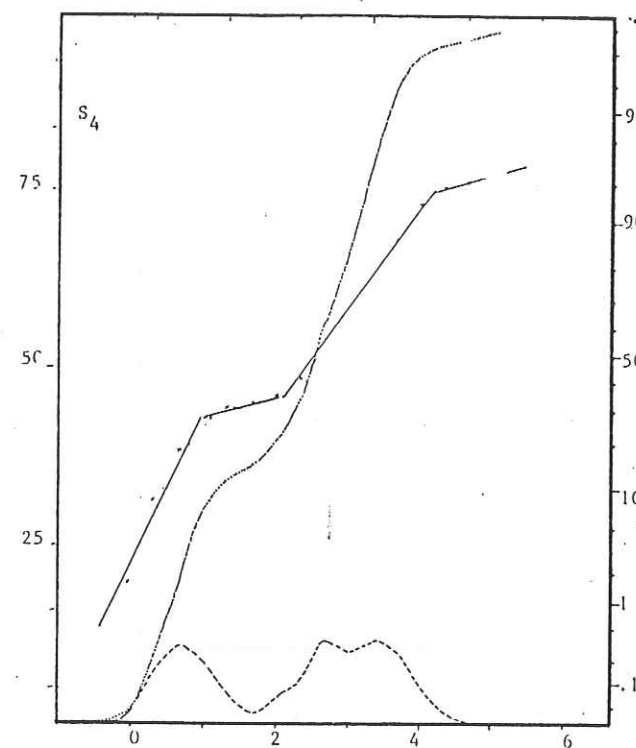
- Le report des valeurs du Q_{dephi} sur le Tableau des histogrammes des Q_{dphi} de Krumbein en fonction des milieux de dépôts montre la répartition suivante (Fig.32),

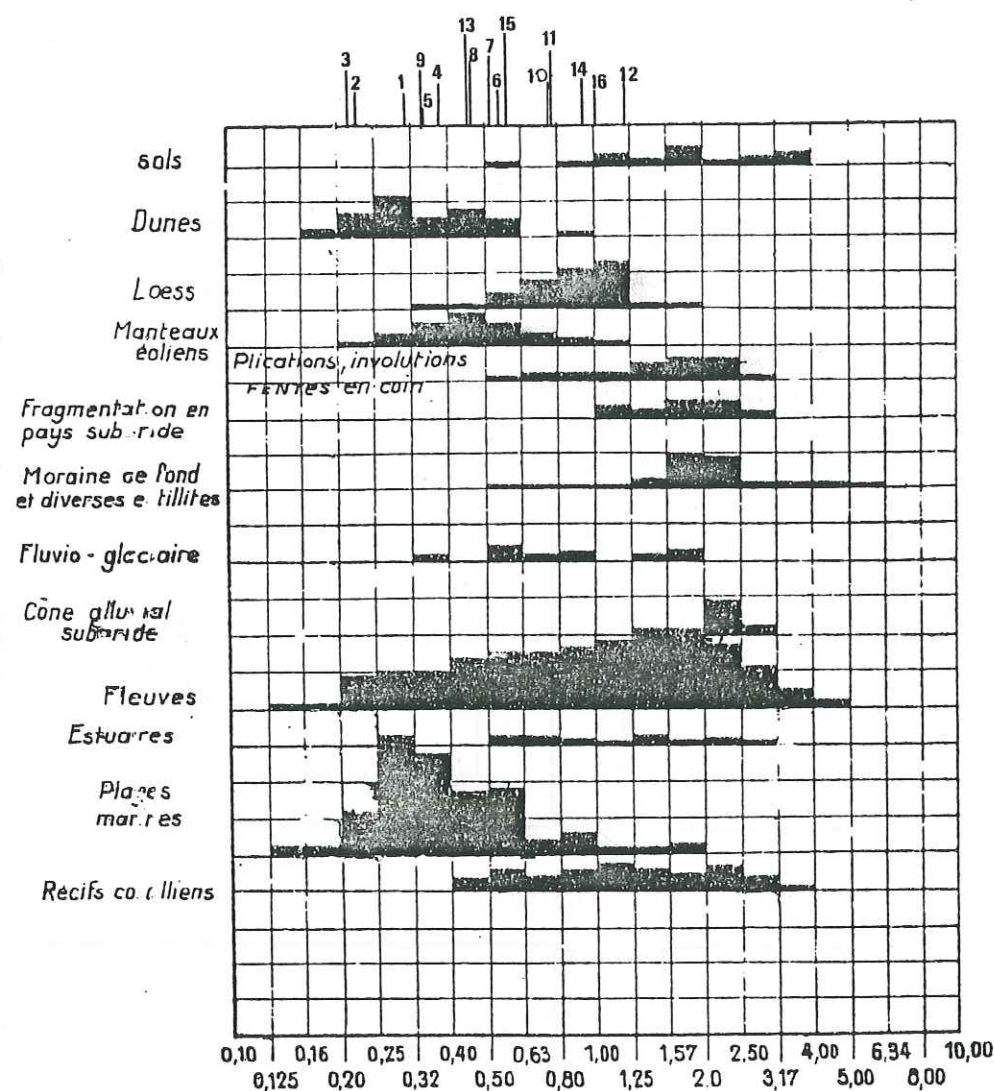
. Les échantillons de la formation E3 (1 à 6) d'Imini sont à cheval sur les domaines de dunes, de fleuves et de plages marines.

. Le reste des échantillons est essentiellement dans le domaine des fleuves, de manteaux éoliens ainsi que des plage marine.

fig. 31. Courbes granulométriques.





Fig. 32 : Tableau des Histogrammes des $Q\phi$ de Krumbein

- "Standard déviation" de Folk et Ward:

Ses valeurs sont généralement supérieures à 0.80 ce qui correspond à des dépôts de rivières. Cependant, trois échantillons (1, 2 et 3) de la formation E3 d'Imini présentent des valeurs inférieures à 0.70, ce qui souligne le caractère particulier (marin ou éolien) de cette formation dans ce secteur.

4.5. Indices d'asymétrie :

- Le "Skewness" de Trask est voisin de 1 et correspond au faciès logarithmique de A. Rivière. Il indique un sédiment brut non remanié après dépôt, une sédimentation abondante par excès de charge à la suite de la diminution de la compétence du milieu transporteur non turbulent. Cet ensemble caractérise les sédiments fluviatiles. Certains échantillons présentent un skewness inférieur à 1 (Asymétrie dite négative) ce qui indique une légère turbulence, un enlèvement de particules par vannage aquatique. Par contre deux échantillons (4 et 12) présentent un skewness supérieur à 1 ce qui indique une prédominance relative des particules fines par surajout à un dépôt originel symétrique.

K_g , Sos , α_s , X ont été calculés pour permettre l'établissement des diagrammes de Friedmann.

4.6. Courbes des fréquences cumulées en unités de probabilité :

Ces courbes établies sur papier gaussien-logarithmique font ressortir l'existence de trois familles de courbes où la fraction en suspension représente souvent plus de 20% de l'échantillon.

- Famille à deux populations (14, 19, 114):

. Une population fine transportée par suspension.

. Une population moyenne transportée par saltation.

La population grossière est peu représentée ou absente. Ce type de courbe correspond à un transport-dépôt fluviatile.

- Famille à trois populations :

Elle présente une prédominance de la fraction transportée par saltation et correspond à un dépôt d'estuaire.

- Famille à quatre populations (Ag20, S4, 18):

La double population transportée en saltation correspond à la réunion de deux sédiments originaux l'un fin et l'autre moyen, constitués l'un et l'autre par deux populations se rattachant au 1^{er} type et dues à un dépôt fluviatile. Elle ne serait donc pas le résultat du "va et vient" des vagues à cause de l'absence de la fraction transportée par roulement.

Ces observations faites sur les différentes courbes de

fréquences simples et cumulées sont confirmées par les indices granulométriques.

4.7. Diagramme de Passega (Fig.33) :

Il montre que la majorité des échantillons ont été transportés par suspension et roulement ou par suspension gradée, caractéristiques des courants tractifs.

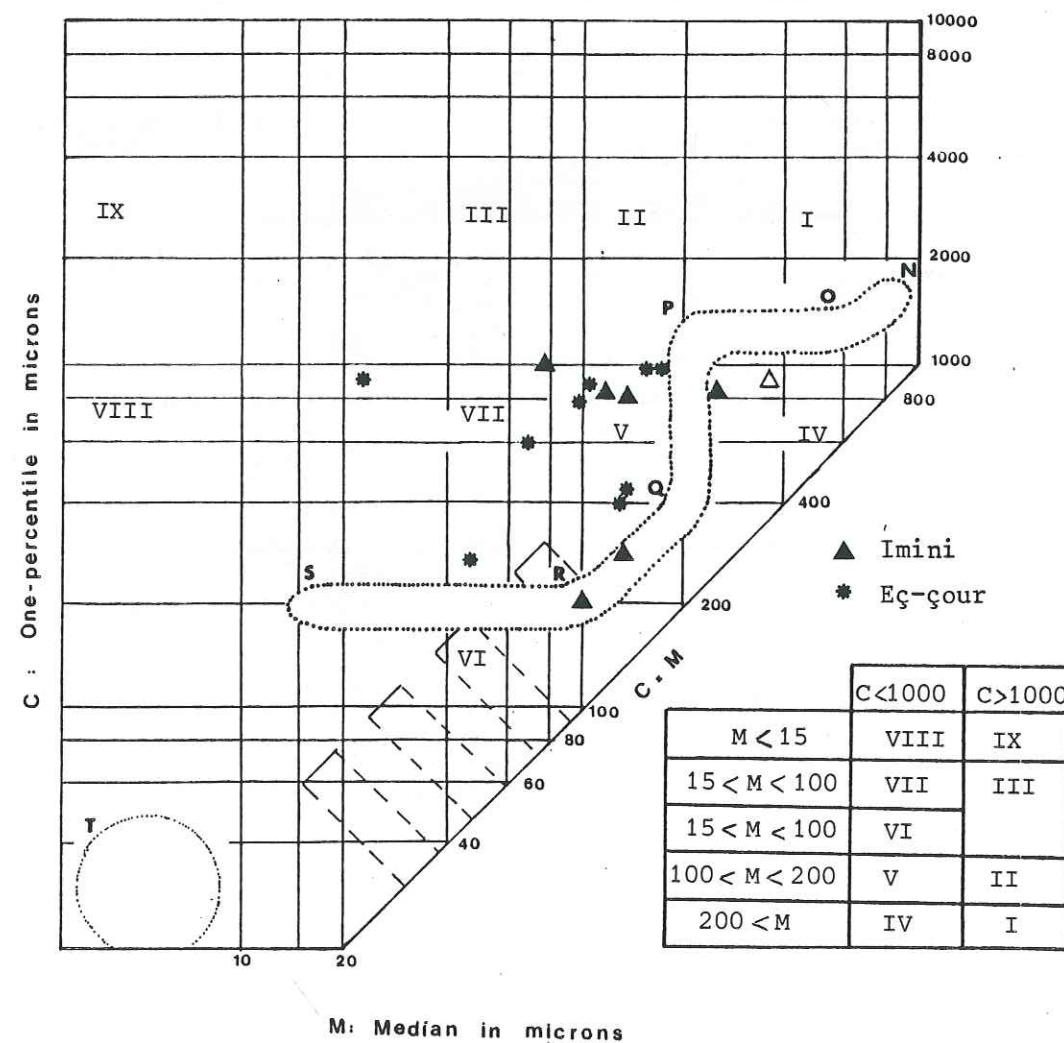


Fig.33 : Diagramme C.M. de Passega.

4.8. Diagrammes de Friedman (1967-1979) :

- Le diagramme associant "Simple skewness measure" et "Simple sorting" situe tous nos échantillons dans le domaine franc des sables de rivière. (Fig.34)

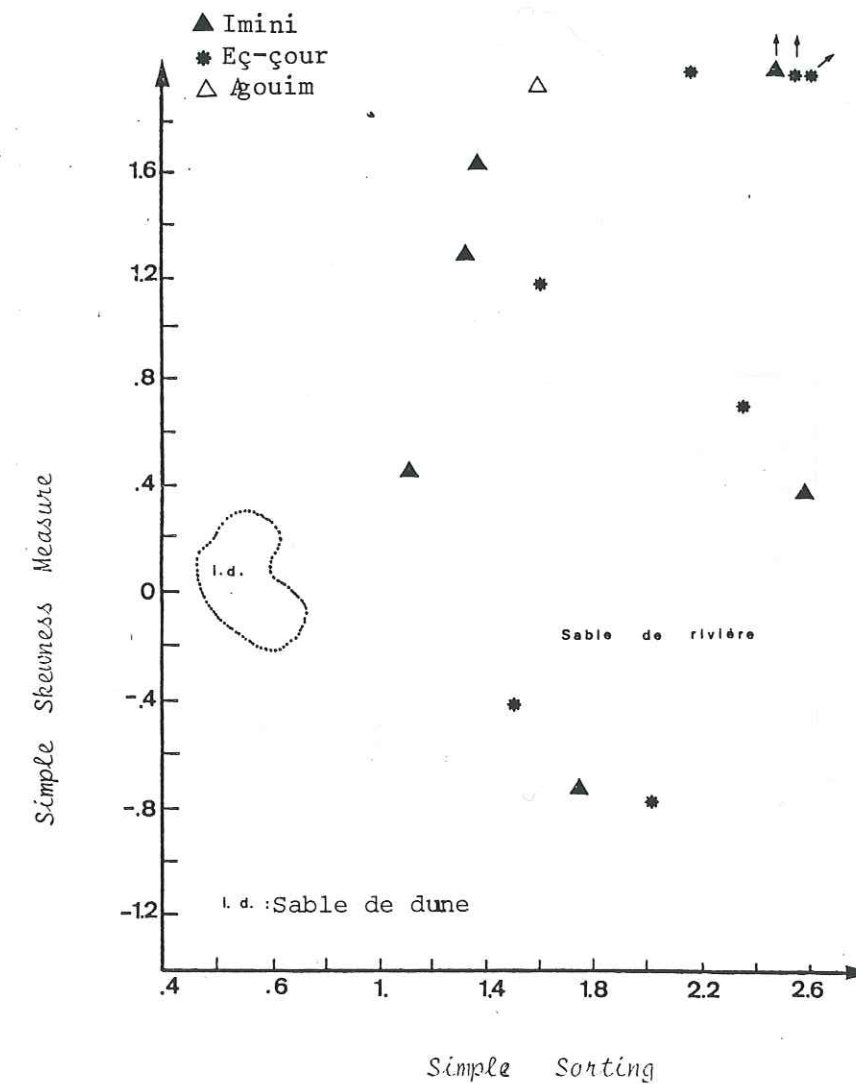


Fig. 34 : Résultats du diagramme Sos / α s de Friedman.

- Le diagramme conjuguant "Standard deviation" et "Mean" montre d'une part que tous les échantillons sont situés dans le domaine fluviatile sauf 1, 2 et 3 qui se situent dans la zone de transition entre plage et rivière et d'autre part une évolution verticale de chaque série (Imini et Eç-çour) d'un milieu proximal de la zone d'apport vers un milieu plus distal traduisant une certaine tendance vers le milieu littoral.

- L'association "Standard deviation" et "Skewness" montre le même type d'évolution et le diagramme "Mean / First percentile" explique la "coupure" au passage E3-E4 dans l'évolution verticale observée dans les deux diagrammes précédents. Les échantillons provenant de ce passage se situent dans le domaine des dunes alors que le reste des échantillons est situé dans le domaine des rivières.

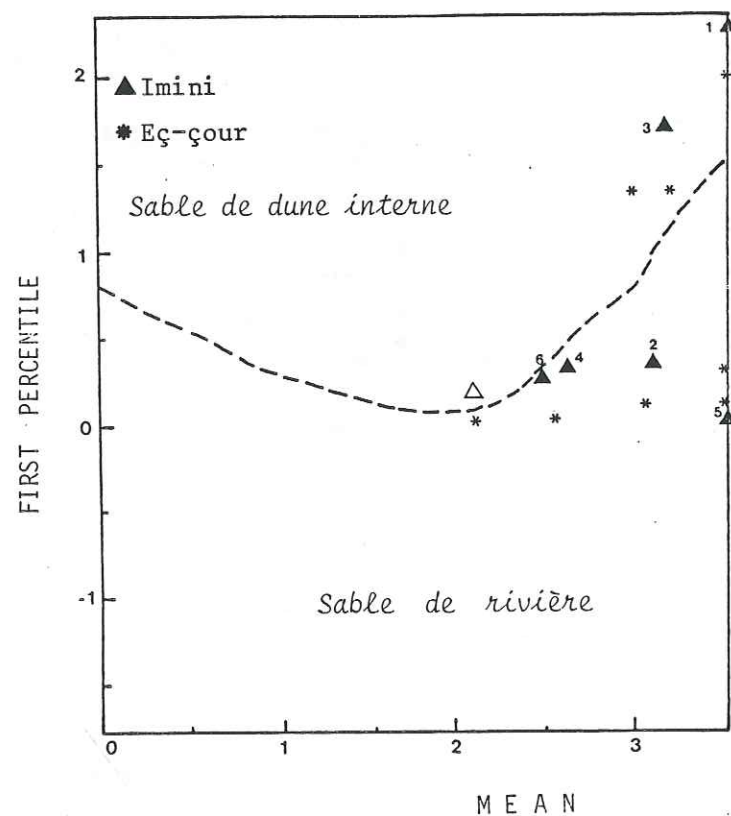


Fig. 35 : Distinction entre sables de rivière et de dune, FRIEDMAN, 1979.

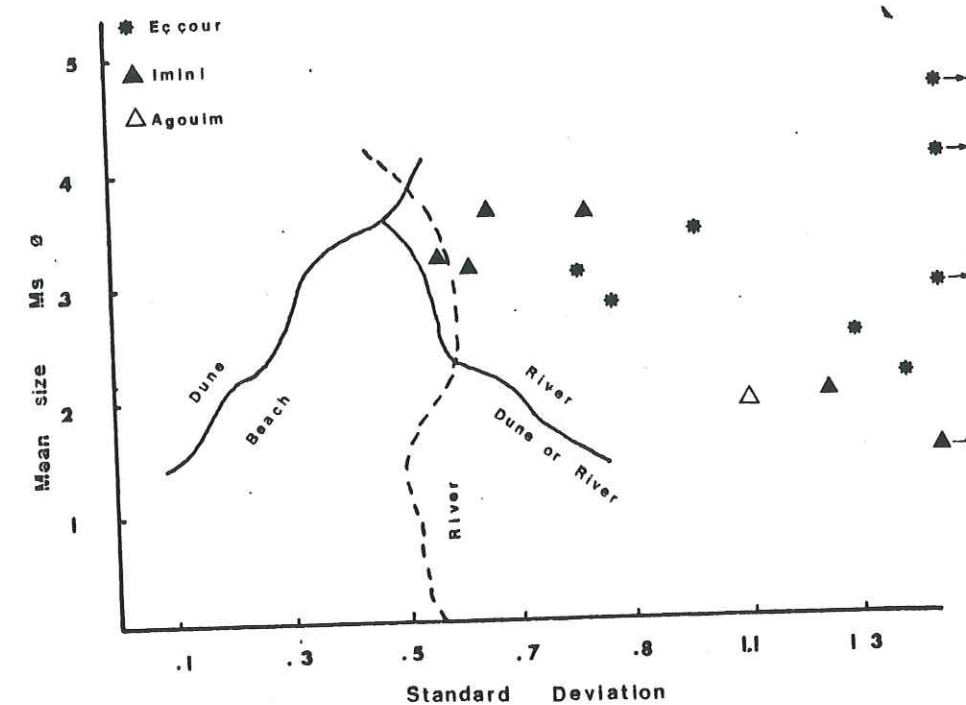


Fig. 36: Diagramme Mz / St. dv. FRIEDMAN, 1967.

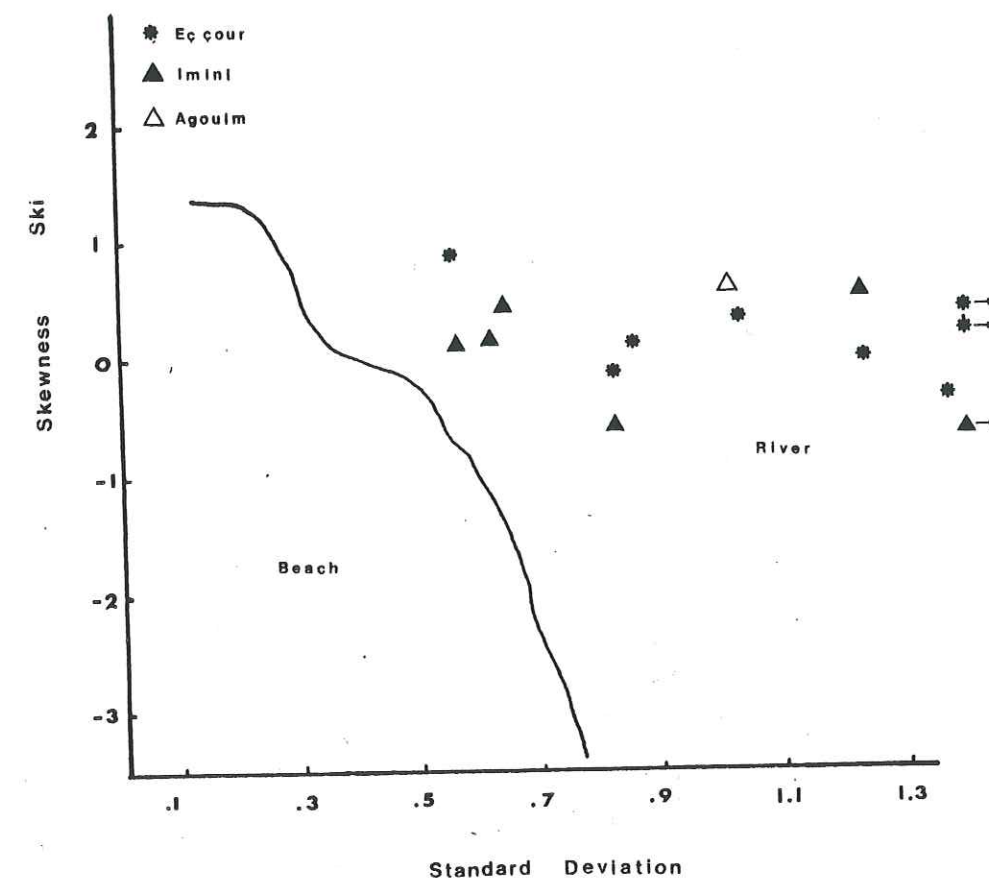


Fig. 37 : Diagramme Ski / St. dv. FRIEDMAN, 1967.

5. CONCLUSION :

L'analyse granulométrique des termes gréseux et gresosilteux des différentes mésoséquences des bassins du flanc sud du Haut-Atlas de Marrakech révèle une sédimentation fluviale dominante dans les formations E1, E2 et le passage E3-E4. Toutefois, le début de la formation E3 dans la région d'Imini est marqué par un épisode de dunes éoliennes et dans la région d'Eç-çour par un épisode estuarien.

Chap. V : EXOSCOPIE

1. Méthodes :

Cette étude a porté sur des grains de quartz provenant de la dernière mésoséquence gréseuse des bassins d'Eç-çour et d'Ighrem n'Ougdal et de la formation E2 d'Imini. Chaque échantillon a été subdivisé en trois lots:

Lot A: 1 - 0.500 mm.

Lot B: 0.400 - 0.250 mm.

Lot C: 0.200 - 0.050 mm.

Trois grains de chaque lot ont été observés au microscope électronique à balayage.

2. Résultats :

Ils sont présentés sous forme d'une sélection de photographies commentées (Pl. 10). Les différentes interprétations ont été menées à l'aide des travaux de L. Le Ribault (1975).

* Zone de passage de la formation E3 à la formation E4 :

Photo 1: Grain du lot A (Ag 20, S 4) sphérique présentant une pellicule d'amorphisation.

Photo 2: Détail de la surface du grain précédent cupules de chocs en V, éoliennes, empatées par la pellicule d'amorphisation.

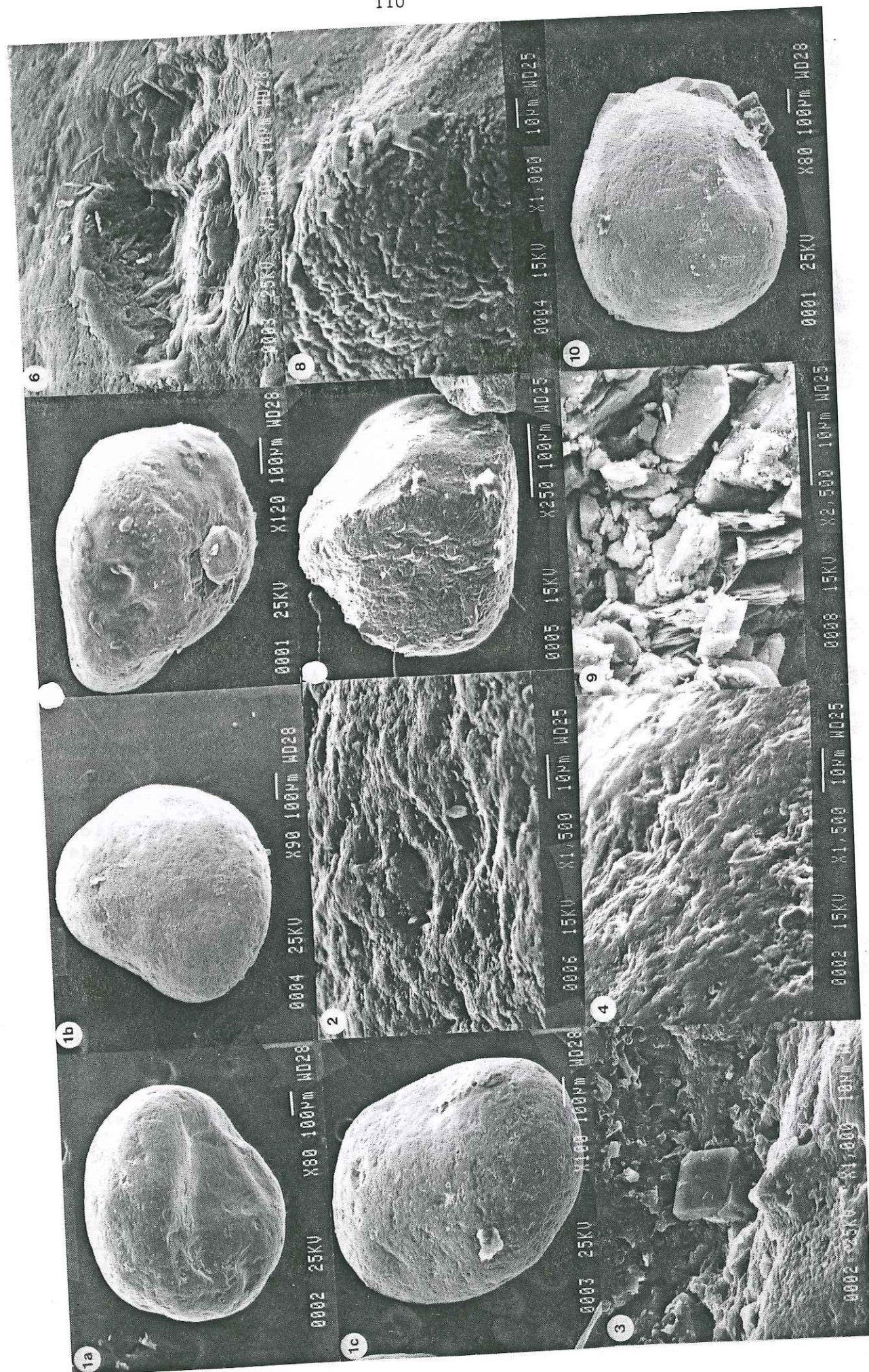
Photo 3: Surface parsemée de poches de dissolution dans la pellicule amorphe et présentant un cristal de Felspath potassique bien cristallisé.

Photo 4: Interaction des traces de chocs et du phénomène d'amorphisation, traces de choc en V affectant la pellicule amorphe et elle même empatée par de la silice.

Photo 5: Pellicule de silice amorphe bien conservée dans les creux mais usée sur les arêtes (gradient de polissage).

Photo 6: Grandes traces de chocs violents émoussées et enrobées par la pellicule siliceuse.

La forme sphérique, les nombreuses traces de choc en V contemporaines de l'amorphisation de la surface des grains impliquent un façonnement desertique remaniant un dépôt littoral.



* Formation E2 du bassin d'Imini :

Photo 7: Grains subarrondis ou peu usés enrobés d'une pellicule amorphe à gradient de polissage au niveau des arêtes.

Photo 8: Détail de la zone (2) de la Photo précédente montrant la pellicule amorphe affectée par une silicification diagénétique.

Les grains provenant de la base des séries sont peu usés, peu transportés et ont subi une altération pédologique au voisinage du relief fournisseur.

* Evolution diagénétique :

Photo 9: Ciment des granules de base de la formation E4 constitué de feldspath potassique et de kaolinite néoformée.

Photo 10 : Grain de quartz parsemé de cristaux de néogénèse d'origine diagénétique.

Chap. VI: ETUDE DE LA PALEOSALINITE

1. GENERALITES :

1.1. Le Bore :

L'importance du bore comme indicateur de paléosalinité d'un sédiment a été mise en évidence par les travaux de Goldschmidt & Peters (1932). La teneur en bore des eaux naturelles est proportionnelle à leur salinité (Fig. 38) (Frederikson & Reynolds in Millot 1964).

Dans les sédiments, le bore s'incorpore aux argiles, d'abord par une phase d'adsorption (effet de surface), suivie d'une migration dans le réseau cristallin ou il se substitue aux ions Al^{+++} (Fontes & al, 1967). Ce mode d'incorporation explique d'ailleurs la difficulté avec laquelle le bore est extrait des argiles indurées (Degens & al, 1957).

Artru P. (1972) montre;

- d'une part, que les teneurs en bore n'acquièrent de signification en terme de paléosalinité que pour les fractions granulométriques inférieures à 5 μ corrigées de la silice libre présente sous forme de microquartz,
- d'autre part, l'indépendance du bore vis-à-vis de la nature minéralogique des argiles et de la dimension des minéraux argileux.

Toutefois, la plupart des auteurs estiment que l'Illite constitue le principal minéral argileux fixateur du bore (Couch et Grin, 1968; Harder, 1973; Jasmund et Linder, 1972; Brockamp, 1973).

Les teneurs moyennes du bore dans les différents milieux sédimentaires sont données dans le tableau suivant :

Teneur du B en ppm	Milieu de dépôt
moins de 100	milieu dulçaquifère
100 - 200	milieux dessalés (saumâtres, littoraux, deltaïques)
200 - 300	salinité normale d'un milieu marin
300 - 700	tendance au confinement sans apport d'eau douce
plus de 700	sursalure des milieux évaporitiques

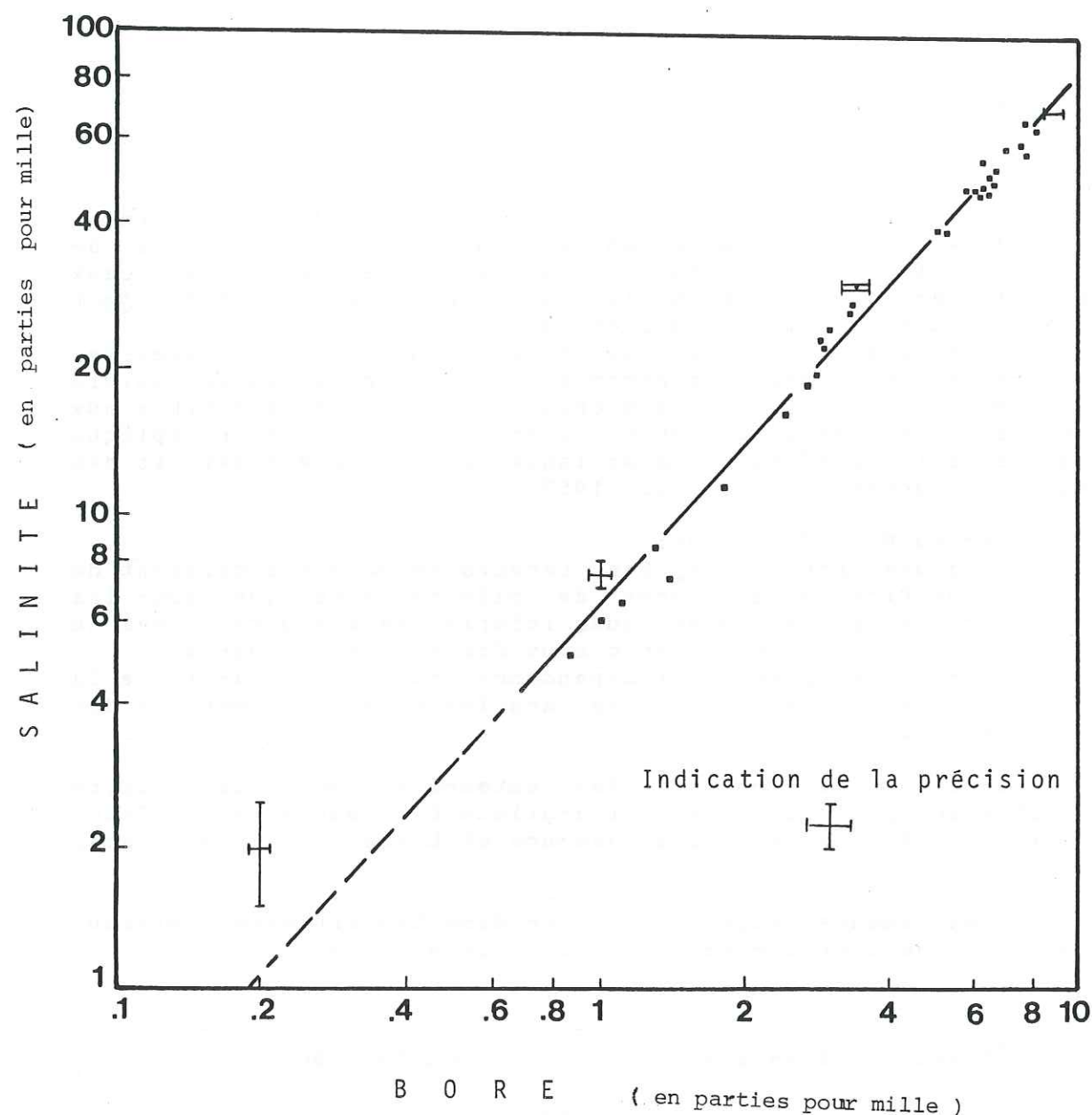


fig 38 Relation entre la teneur en bore et la salinité de l'eau de mer du golfe de Mexico (d'après FREDERIKSON et REYNOLDS, 1960 in MILLOT, 1964)

Cependant, plusieurs facteurs peuvent influencer la teneur en bore des sédiments et atténuer la valeur de sa capacité à rendre compte de leur paléosalinité :

- La présence d'autres minéraux que les argiles dans la fraction analysée, notamment le quartz qui fixe très mal le bore et joue par conséquent le rôle de diluant dans la fraction inférieure à 5 microns.

- Une sédimentation trop rapide entraînant la fixation par les argiles d'une faible quantité de bore, faute d'un temps suffisamment long d'imprégnation par l'eau de mer (Porrenga, 1967).

- L'absence d'argile au moment du dépôt; cas des argiles secondairement issues des verres et cendres volcaniques par halmyrolyse (Millot, 1964).

- La teneur initiale résiduelle, c'est à dire la teneur en bore des argiles héritées du continent, peut influencer également sur la teneur finale en bore des sédiments argileux. Cette teneur résiduelle est notable dans les apports des régions froides en bordure des continents; elle est nulle aux embouchures des fleuves tropicaux (Porrenga, 1967).

1.2. Le Lithium :

La relation entre le lithium et la salinité des eaux interstitielles a été mise en évidence par Keith et Degens (1959): Le lithium est plus abondant dans les sédiments marins que dans les sédiments continentaux. Confirmation en est fournie par Ronov et al (1970), C. Mosser (1980), qui ont constaté l'augmentation des teneurs en B, Li, Rb, Sr et Ba des fractions fines depuis les sédiments lacustres jusqu'aux sédiments lagunomarin.

L'altération des minéraux primaires libère le lithium qui est exporté en solution vers le milieu de sédimentation où il s'accumule dans les argiles, préférentiellement dans les smectites (Ronov et al, 1970).

La teneur en lithium dépend donc de l'importance des smectites dans les sédiments et augmente avec la salinité.

1.3. Le Gallium :

A l'inverse des deux éléments traces précédents, le gallium est réputé par son abondance dans les sédiments continentaux (Degens & al in Millot 1964; Shimada 1963; Mosser (1980).

Ce résultat est contesté par Artru (1972) pour qui "L'intérêt du gallium ... est de ne présenter que des variations assez faibles autour de son "Clarke" c'est à dire de la valeur moyenne pour la fraction argileuse des roches sédimentaires ... Cette propriété est à la base d'une des méthodes de détermination du facteur de dilution par le quartz...". La teneur moyenne du gallium dans la plupart des roches sédimentaires serait comprise entre 30 et 50 ppm de la fraction inférieure à 5 microns, sans silice libre. Dans ce cas, les teneurs subissent des écarts très faibles souvent inférieurs à 5 ppm autour d'une valeur moyenne. Si on estime à 40 ppm, la teneur probable en gallium d'une telle fraction sans silice libre, une valeur de 20 ppm signifiera que le facteur de dilution est de 2. Il faudra donc multiplier toutes les teneurs des autres éléments traces par 2 pour avoir les valeurs corrigées.

Deux postulats ressortent donc des travaux consacrés à la relation éléments traces / paléosalinité;

. Un premier postulat qui consiste à différencier les sédiments marins des sédiments continentaux grâce aux rapports B/Ga et B/Li.

. Un second postulat qui permet une zonation des milieux de dépôt depuis le continental jusqu'à l'évaporitique grâce à leur teneur en bore, le gallium ne permettant que la détermination du facteur de dilution du bore.

2. METHODE DE DOSAGE :

Les dosages ont été effectués au Service central d'analyses du CNRS à Lyon, sur la fraction granulométrique inférieure à 5 μ . Cette fraction est obtenue par tamisage à l'eau des sédiments meubles ou par broyage des sédiments indurés et tamisage à l'eau. Le schéma suivant résume les différentes étapes de préparation des échantillons:

ROCHE MERE

Non indurée

Indurée

Broyage pendant
2 minutes

Tamisage à l'eau

Fraction inférieure à
20 microns

Attaque à HCl H/6

Décantation pendant 24h

Mixage du produit de décantation par un
Homogénéiseur pendant 3 mn

Mixage aux ultrasons pendant 1h

Mixage à l'homogénéiseur pendant 3 mn

Mise en suspension pendant 1 h 10'

Siphonnage des 4 cm supérieurs de la suspension

Centrifugation à 4500 t/mn pendant 1h

Séchage du résidu à 70°

Récupération du produit

(minimum 0,3g)

METHODE DE DOSAGE

Une telle méthode de dosage a été suggérée par la pauvreté de nos échantillons en résidu inférieur à 2 microns. Elle présente donc l'inconvénient de ne pouvoir travailler sur des argiles pures mais elle permet de réaliser des dosages systématiques dans une série relativement pauvre en argiles. Ce qui est le cas des trois formations (E1, E2, E3) de la série "permo-triasique" du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech.

3. RESULTATS :

Ils sont consignés le long de la coupe type de chaque région et sont interprétés d'abord à l'état brut puis en fonction des deux postulats cités précédemment.

3.1. Interprétation des résultats bruts : fig. 39 à 42)

3.1.1. Le lithium :

Dans les formations E1, E2, E3, il présente des teneurs relativement faibles oscillant entre 20 et 60 ppm dans les différents secteurs étudiés. Avec le début de la formation E4 (ou des siltites supérieures), sa teneur monte à 100 ppm environ dans les bassins où il a été dosé (Ighrem n'Ougdal et Eç-gour). Des échantillons hors coupe-types confirment cette augmentation qui correspond sur le terrain à l'apparition d'un confinement marqué par l'apparition de gypse fibreux, de smectites en quantité relativement faible et parfois d'Halite.

3.1.2. Le gallium :

A l'exception d'un seul échantillon qui présente une teneur de 60 ppm, tous les échantillons étudiés ont des teneurs comprises entre 30 et 50 ppm. En dehors de cet intervalle, il n'y a aucune variation notable, verticale ou latérale, de cet élément pendant le dépôt des formations E1, E2, E3. La relation continentalité/Gallium ne semble donc pas se vérifier dans notre secteur d'étude. Par contre l'hypothèse d'une teneur constante dans la fraction granulométrique fine des roches sédimentaires semble se confirmer dans ces séries "permo-triasiques". La valeur de la moyenne statistique du gallium, déterminée à partir de tous les dosages effectués, est de 37 ppm et elle est proche de la valeur de 40 ppm mentionnée pour la fraction fine des roches sédimentaires (Artru P. 1972).

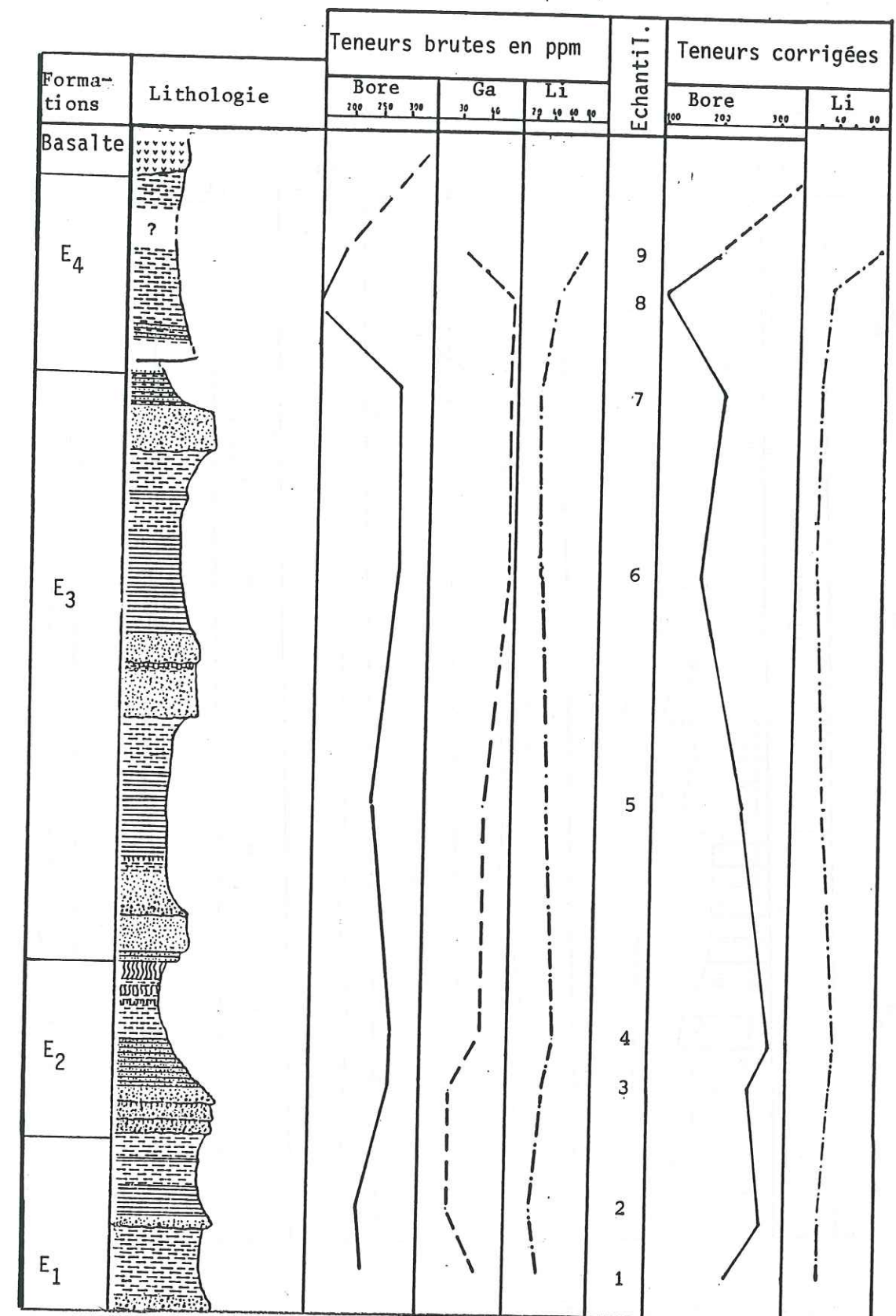


fig.39 Teneurs des éléments traces du bassin d'Eç-gour.

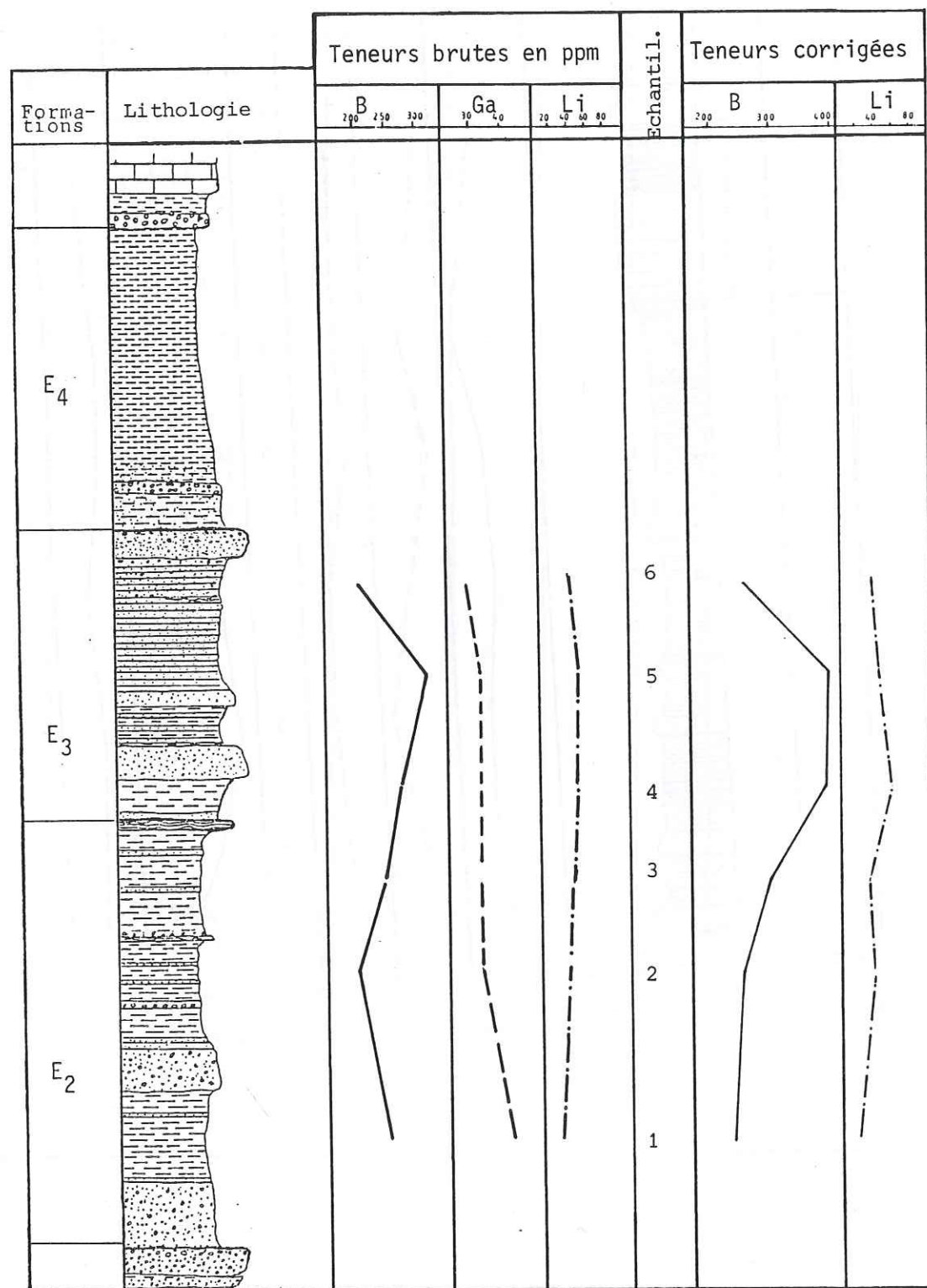


Fig. 42: Teneurs en éléments traces du bassin d'Imini.

3.1.3. Le bore :

Il présente des teneurs anormalement élevées pour un tel contexte sédimentaire. Les formations E₁, E₂, E₃, présentent des indices sédimentologiques de continentalité plus marqués que ceux de la formation E₄ tandis que leurs teneurs en bore sont plus élevées et sont parfois supérieures à 300 ppm (Tizi n'Tichka, Imini) alors que celles de E₄ sont de l'ordre de 160 ppm.

L'importance de ces teneurs d'une part, leur disparité entre les trois formations inférieures et le début de la formation E₄ d'autre part, peuvent être dues aux facteurs suivants:

- L'influence de la teneur résiduelle qui serait importante vu la difficulté avec laquelle cet élément est extrait des argiles (Degens et al, 1957). Néanmoins, le climat tropical à saisons alternantes évoqué pour le Permien et le Trias du pourtour méditerranéen entraîne une altération de type oxydant qui atténue ou annule l'effet de cette teneur résiduelle (Porrenga, 1957).

- La nature minéralogique des argiles; Seule la coupe type d'Eç-gour a fait l'objet d'une étude systématique de la nature minéralogique des argiles. Cette étude a montré la permanence de l'Illite en tant que variété dominante. La chlorite existe également le long de la coupe type mais en quantité relativement faible. Les smectites et la kaolinite apparaissent en traces avec la formation E₄.

Cette composition minéralogique des argiles relativement homogène dans les trois premières formations, se retrouve ailleurs dans la série "permo-triasique" du Haut Atlas (Biron, 1982 et El Youssi, 1986). Elle ne semble pas avoir d'influence sur les teneurs en bore car la comparaison de deux échantillons, l'un à Illite-Chlorite et l'autre à Illite-Chlorite-Smectites - Kaolinite, montre des teneurs presque identiques.

L'hypothèse d'une variation du bore liée à la paléosalinité paraît la plus plausible pour rendre compte de sa répartition dans les divers secteur de la série "permo-triasique" du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech.

Un gradient vertical apparaît dans chaque bassin sous forme d'une augmentation des teneurs depuis E₁ et/ou E₂ jusqu'au membre supérieur de E₃, suivi d'une chute au passage E₃/E₄ puis d'une seconde augmentation au fur et à mesure qu'on monte dans la formation E₄. Un gradient latéral croissant peut être défini depuis le SW (Eç-gour et Ighrem n'Ougdal) vers le NE (Tizi n'Tichka et Telouet).

3.2. Interprétation des résultats d'après le premier postulat qui consiste à différencier les sédiments marins des sédiments continentaux par les diagrammes B/Ga et B/Li.

3.2.1. Diagramme Bore / Gallium :

La conjugaison B/Ga (Fig.43) révèle une sursalure générale de tous les échantillons étudiés puisqu'ils sont tous situés dans le domaine des sédiments marins. Trois constatations peuvent être établies à partir de ce diagramme;

. Les échantillons provenant de la base de E4 sont les plus proches de la limite sédiments continentaux / sédiments marins, alors que ceux des formations inférieures se retrouvent dans le domaine des sédiments marins.

. La forte concentration des échantillons dans un secteur bien déterminé de ce diagramme est due à la faible variations des teneurs en gallium.

. Un gradient de paléosalinité s'observe entre les différents bassins; le plus sursalé est celui du Tizi n'Tichka-Telouet et le moins sursalé celui d'Ighrem n'Ougdal, malgré sa situation géographique le bassin d'Eç-çour est intermédiaire entre les deux précédents.

3.2.2. Diagramme Bore / Lithium :

Le diagramme B/Li (Fig.44) confirme les conclusions tirées du diagramme précédent et souligne de manière plus nette l'augmentation de la paléosalinité du SW (région d'Ighrem n'Ougdal) vers le NE (région de Tizi n'Tichka -Telouët).

Ce premier postulat met en évidence, non pas la continentalité de la série mais le caractère confiné des formations E1, E2, E3.

3.3. Interprétation des résultats d'après le deuxième postulat ou le gallium est utilisé comme révélateur du facteur de dilution;

Les résultats bruts du bore sont relativement proches de ceux corrigés par la teneur en gallium (Fig.45). L'utilisation de ce dernier élément comme moyen de détermination du facteur de dilution n'entraîne pas de modification spectaculaire. Elle accentue cependant les deux gradients mis en évidence par les deux diagrammes du postulat précédent:

- Elle augmente l'écart des teneurs entre le bassin

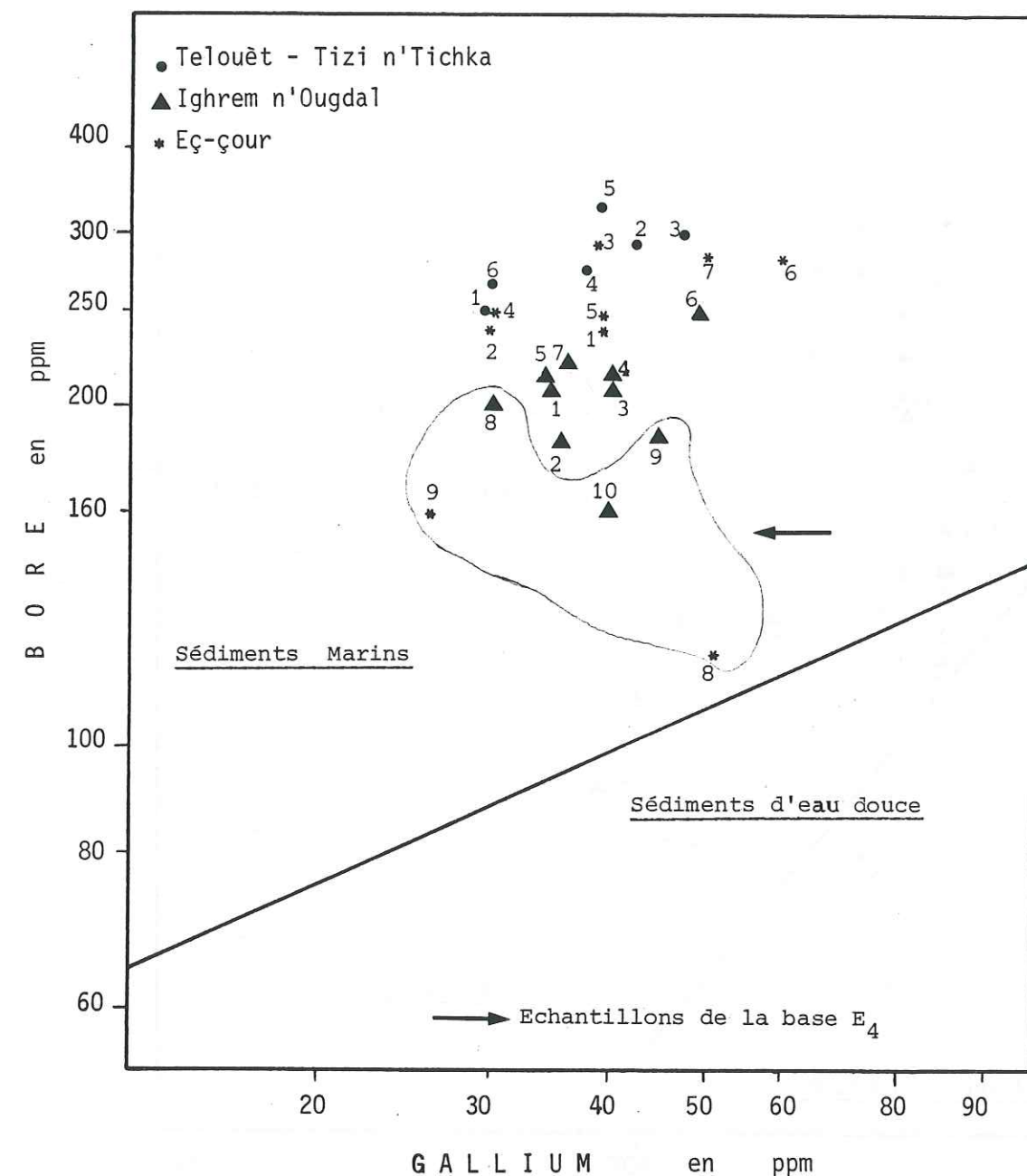


Fig. 43: Diagramme B/Ga, distinction entre sédiments marins et sédiments continentaux.

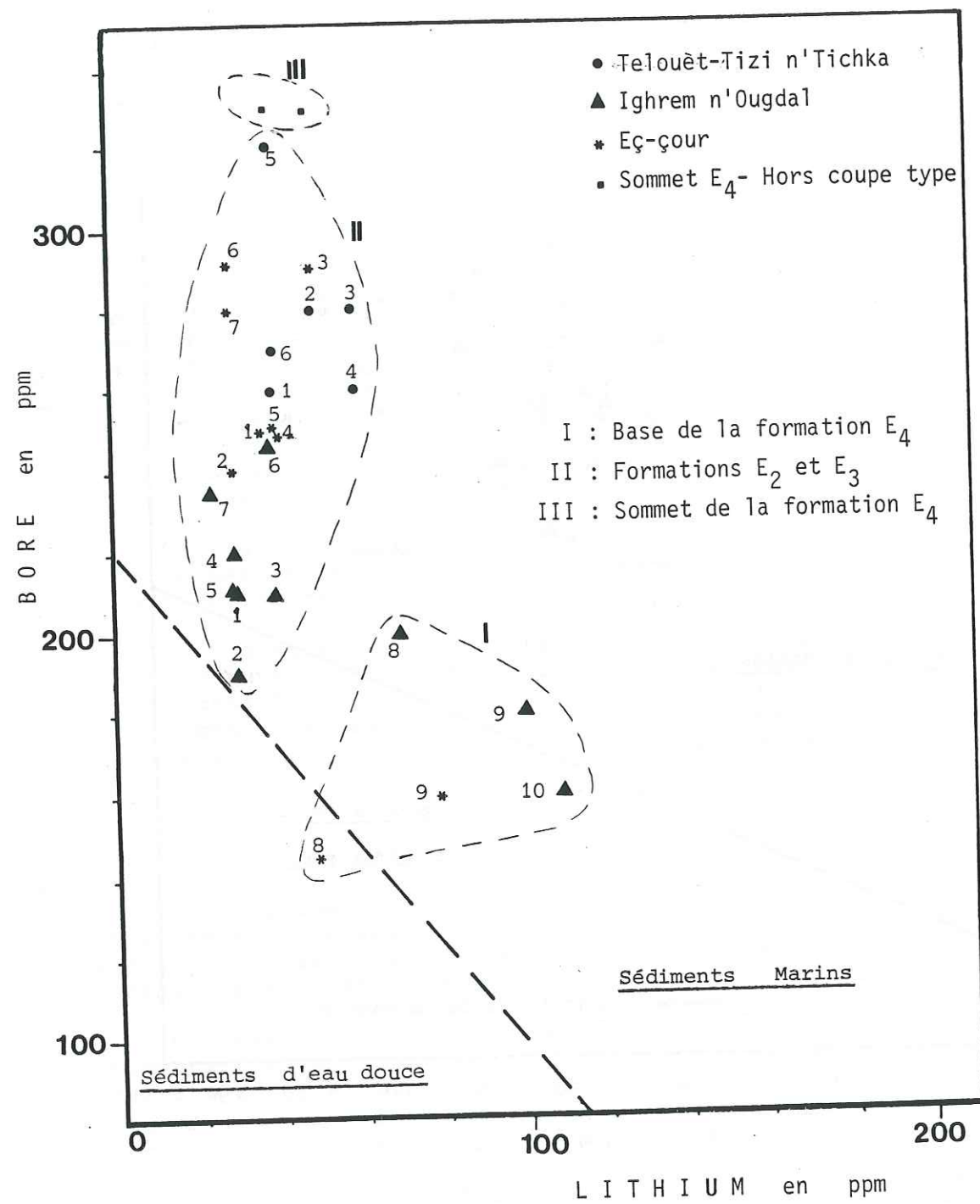


Fig. 44: Diagramme bore / lithium .

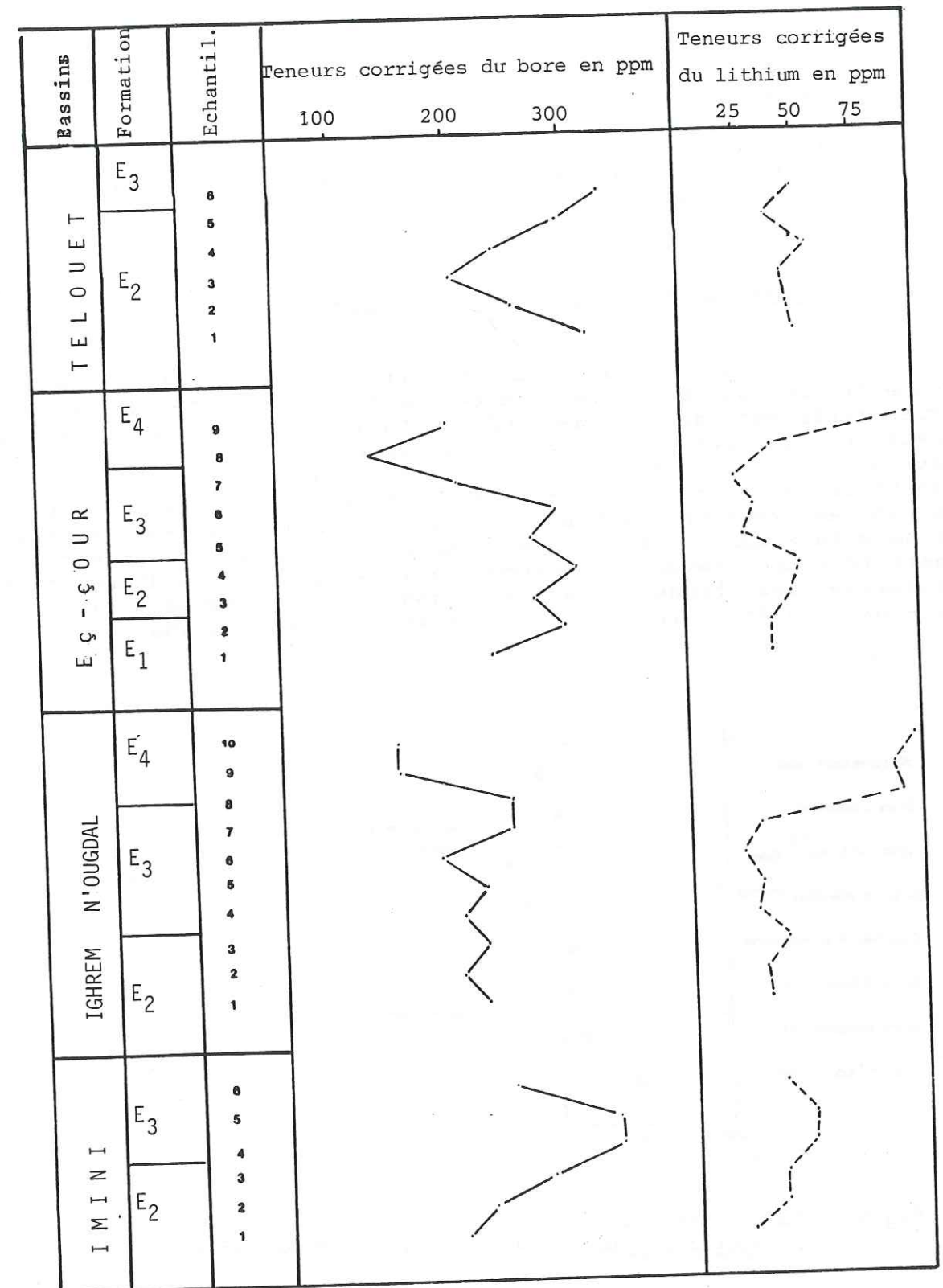


fig. 45: Comparaison des teneurs corrigées en Bore et Lithium entre les différents bassins du flanc sud du Haut Atlas.

- Elle souligne la diminution de la teneur en bore au passage E3/E4 qui confirme le changement du contexte paléogéographique à cette époque.

L'étude géologique de la série permo-triasique du flanc sud révélant un milieu continental, ces sursalures ne peuvent s'expliquer que par un développement des sebkhas et/ou des lacs sursalés, favorisés par la présence de nombreux paléoreliefs qui délimitent les différents bassins.

4. COMPARAISON AVEC DES TRAVAUX SIMILAIRES :

Parmi les travaux ayant trait au problème de la concentration du bore dans les sédiments, celui effectué dans le Trias inférieur des Vosges (J.P. Gall, 1972) se rapproche le mieux du contexte sédimentaire des terrains permo-triasiques du Haut Atlas. Disposant d'arguments paléontologiques pour contrôler les teneurs en bore des différents niveaux, J.C. Gall met en évidence (Fig. 46) une sursalure dans les niveaux les plus continentaux dont les fortes teneurs en bore traduisent une salinité trop élevée pour permettre le développement d'une faune aquatique. Les teneurs en bore sont plus modestes dans les niveaux réputés marins par leur cortège paléontologique.

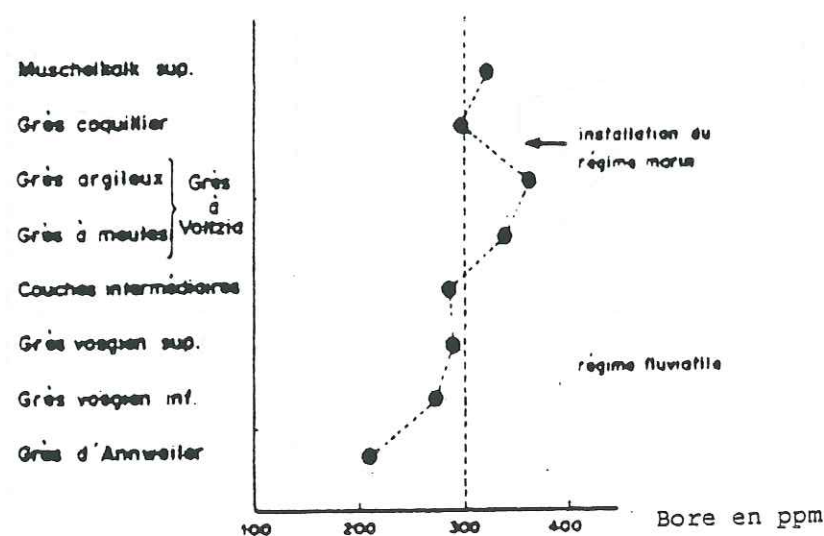


Fig. 46 : Paléosalinité du Bandersandstein et du Muschelkalk des Vosges d'après les teneurs en bore (Gall, 1972).

Cette constatation peut trouver une application dans notre secteur puisque les teneurs en bore (280 à 360 ppm) sont situées dans les formations les plus continentales. Ces résultats sont d'autant plus corrélables que les moyennes des teneurs en gallium déterminées dans le Trias Vosgien varient très peu, de 36 à 41 ppm, alors que la moyenne déterminée dans le flanc sud est de 37 ppm.

5. CONCLUSION :

L'étude des éléments traces B, Ga, Li de la fraction inférieure à 5 microns dans les diverses coupes, révèle le caractère confiné de sebkhas sur l'ensemble du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech. Ce confinement est lié à la paléogéographie régionale du Permo-Trias qui est soumise à l'influence des paléoreliefs mis en évidence (chap. III) et explique la pauvreté de cette série en fossiles.

Ces dépôts confinés de sebkhas se poursuivent avec le reste de la formation E4 et jusqu'à la base du Lias comme le montrent les travaux consacrés à l'ensemble de la série évaporitique du Mésozoïque inférieur du Maroc, associée aux coulées basaltiques :

En effet, dans la région de Telouet une faible teneur en brome et un rapport isotopique Soufre / Strontium très variable indiquent que les sursalures des siltites supérieures (E4 ou F6) et de la base du Lias sont régies par des conditions climatiques locales; étendue à l'ensemble des séries évaporitiques du Mésozoïque inférieur du Maroc, cette étude a permis de distinguer deux groupes évaporitiques d'origines distinctes:

- Un groupe appartenant à la province atlasique (Chaîne du Haut Atlas) caractérisé par une faible teneur en brome et un rapport S/Sr très variable: Il correspond à des dépôts de sebkhas continentales ou de lacs salés.

- Un groupe appartenant à la province atlantique (Meseta, Prérif et Forage DSDP) caractérisé par une forte teneur en brome, une minéralisation de type potassique et des rapports isotopiques S/Sr covariants. Les évaporites appartenant à ce groupe sont contrôlées par un mixage d'eaux marines et fluviales dans des lagunes côtières. Les évaporites du bassin triasique d'Essaouira-Argana sont comparables à celles de la province atlantique, malgré quelques influences continentales (Peretsman et al, 1988).

Ces deux provinces apparaissent donc comme étant indépendantes. Elles seraient isolées au Trias par un môle de direction subméridienne passant par le massif du Tichka (Salvan, 1974 - Manspeizer et al, 1988).

Chap. VII : LES ENCROUTEMENTS TEMOINS DU PHENOMENE DE DIAGENESE

1. INTRODUCTION :

Signalés par J. Beauchamp (1980), puis par P.E. Biron (1982) et décrits par M. El Youssi (1986), les encroûtements du "Permo-Trias" du Haut Atlas présentent un réel intérêt, à la fois paléogéographique par leur répartition spatiale et pétrographique par leur nature et leur faciès.

Une analyse et un résumé bibliographique des travaux récents concernant ce problème ont été présentés par M. El Youssi (1986).

2. CARACTERES MACROSCOPIQUES DES ENCROUTEMENTS :

2.1. Bassin d'Ec-cour :

Deux types d'encroûtements ont été observés dans ce bassin;

2.1.1. Les encroûtements siliceux :

Ils existent sous deux formes bien distinctes : de la calcédoine fibreuse et des nourrissages siliceux en auréoles autour des quartz détritiques.

-/ Peu abondante, la calcédoine est localisée au sommet des séquences de 1^o ordre à la base de la formation E1 dans la coupe de Ghourassène. Elle est fibreuse, lenticulaire, épaisse de 2 à 3 cm et se situe au sommet des rythmes sédimentaires.

-/ Les nourrissages siliceux sont peu développés dans ce bassin; ils sont localisés au sommet de la formation E3. Ils prennent progressivement de l'importance dans les bassins plus septentrionaux où ils aboutissent à la formation de grès silicifié ou grès quartzite.

2.1.2. Les encroûtements carbonatés :

Ils sont abondants dans les séquences grésoconglomératiques de ce bassin, depuis la formation E1 jusqu'au sommet de la formation E3. Ils s'y présentent sous deux formes différentes:

-/ Sous forme de niveaux continus de 1 à 100 m

d'extension et de 5 à 60 cm d'épaisseur. Ces niveaux sont souvent prolongés en profondeur par des nodules organisés en colonnettes de 10 à 20 cm de hauteur (fig. 47). Dans la formation E1, ces niveaux sont associés à des fentes de dessiccation. Au sommet de la formation E2, une coupe verticale montre la succession des termes suivants, de haut en bas (fig. 47) :

- e) Niveau où les nodules bien cimentés entre eux constituent une dalle continue tout au long de l'affleurement, sur plus de 80 m.
- d) Silt à nodules réunis en colonnes à cavités remplies de matériau ferrugineux et dont l'importance diminue vers le bas.
- c) Silt à nodules dolomitiques épars.
- b) Silt rouge.
- a) Grès vert laminitique présentant des linéations de délit et des rides d'oscillation.

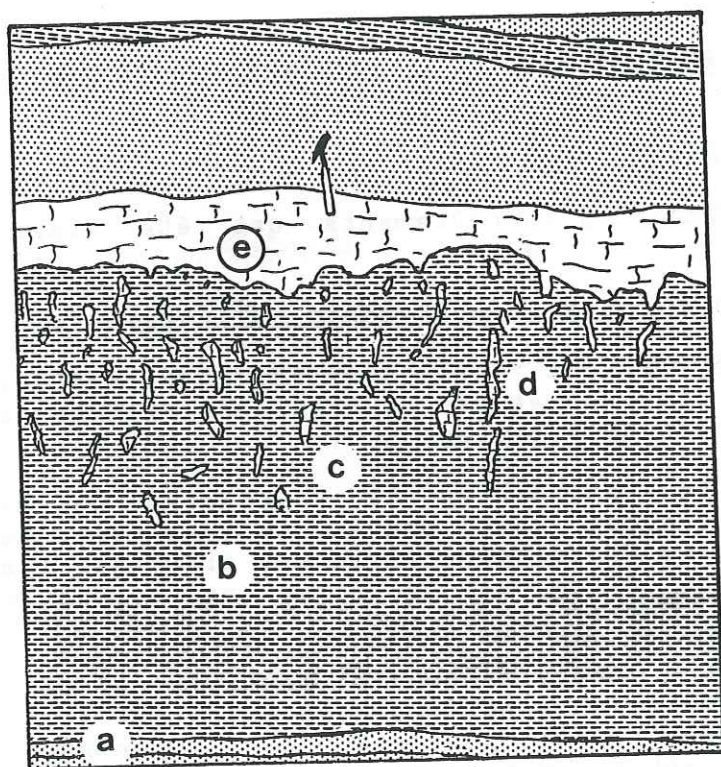
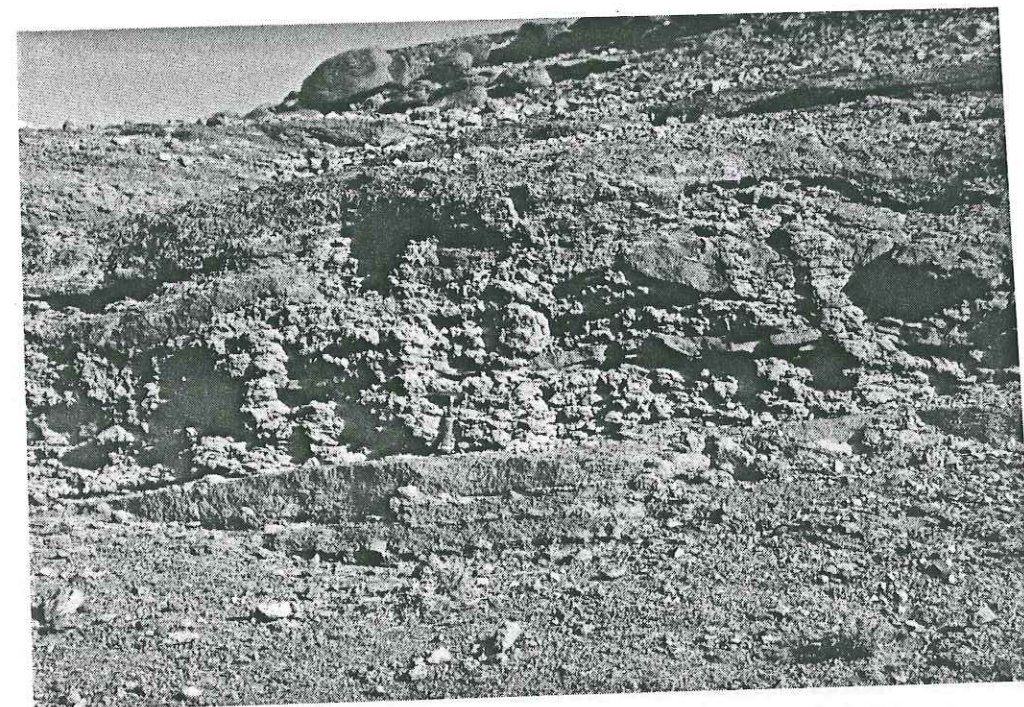


fig. 47 Schéma d'après photo du sommet de la formation E₂ d'Eç-çour

-/ Sous forme de "nuages" dans la matrice des grès, notamment dans la formation E3 où son faible développement est dû probablement à la mauvaise porosité de ce type de sédiment (Jautée, com. orale, 1987) et dans quelques niveaux grossiers des formations inférieures.



Pl. 10: Dalle calcaire d'origine épigénique, E1 d'Eç-çour



Pl. 11: Epigénie en colonnettes carbonatées, E1 d'Eç-çour.

2.2. Bassin d'Ighrem n'Ougdal :

2.2.1. Les encroûtements siliceux:

On note l'absence de la calcédoine; par contre les nourrissages siliceux dans les niveaux gréseux de la formation E3 sont plus fréquents.

2.2.2. Les encroûtements carbonatés:

a) Formation E1 : Ils sont abondants et se présentent de bas en haut en :

- . trainées blanchâtres au sommet des rythmes sédimentaires;
- . nodules isolées dans le sédiment;
- . nodules réunis en petites colonnettes recoupant la stratification;
- . croûte blanchâtre continue et peu épaisse.

b) Formation E2: Le même faciès de croûte blanchâtre située au sommet de la séquence de second ordre se retrouve dans cette formation mais l'épigénie carbonatée est surtout en "nuages" dans les conglomérats.

c) Formation E3: La fraction carbonatée épigénétique est diffuse dans les grès et elle est localisée à la base du membre inférieur de cette formation.

2.3. Bassin d'Imini :

Les nourrissages siliceux et la calcédoine n'ont pas été rencontrés dans ce bassin.

Par contre, les encroûtements carbonatés sont bien développés sous forme :

- de colonnettes et de nodules dans la formation E1; (PL.11)
- de deux bancs massifs facilement reconnaissable dans la topographie par leur aspect rubané (PL.4) dans la formation E2;
- de nuage dans les niveaux gréseux grossiers ou conglomératiques.

2.4. Bassin du Tizi n'Tichka :

Contrairement aux autres bassins du flanc sud, l'épigénie carbonatée est essentiellement développée dans la

formation E1 sous forme diffuse dans la matrice des conglomérats ou sous formes de petites concrétions calcaires (Glaebules ?). Latéralement, un front d'épigénisation peut être observé, croissant du sud vers le nord (depuis la coupe B jusqu'à la coupe type ou une partie de la formation reste intacte et conserve ses caractères originaux).

Les encroûtements siliceux sont nettement plus abondants, notamment à la base de la formation E2 et au sommet de la formation E3 où ils aboutissent à la formation de grès quartzite jaune-verdâtre.

3. CARACTERES MICROSCOPIQUES DES ENCROûTEMENTS CARBONATES

3.1. Bassin d'Ec-cour :

Les encroûtements carbonatés sont tous dolomitiques depuis la base jusqu'au sommet de la formation E3. En général, il s'agit d'une dolosparite en plages de cristaux engrenés, peu zonés, bien recristallisés, à extinction roulante, correspondant à une dolosparite à faciès de "dolomite baroque" décrite par Radke et Mathis (1980). L'importance du rapport dolosparite / éléments détritiques croît vers le haut dans chaque séquence de second ordre.

a) Formation E1 :

La dolosparite se présente sous différentes formes :

- / En plages de cristaux engrenés sans limite propre envahissant le sédiment originel.(PL.10)
 - / En grilles indiquant un développement guidé par des diaclases ou des fentes affectant le dépôt induré (Fig.48).
 - / En cristaux automorphes dans des vacuoles soulignées par des liserés de matière rouge ferrugineuse et de microquartz.(PL.11)
- Dans ce cas, les cristaux sont zonés indiquant une croissance en plusieurs étapes, ce qui est souvent le cas dans les encroûtements continentaux mais assez fréquent ailleurs également (Jautée, com. orale, 1987).

b) Formation E2 :

La dolosparite du niveau sommital de cette formation constitue plus de 90% de la roche. Le bimorphisme y existe toujours et correspond à :

- . un fond où les cristaux sont xénomorphes à automorphes avec une zone centrale riche en impuretés et un anneau externe propre.
- . des plages, soulignées par une concentration élevée en éléments ferrugineux, à cristaux automorphes de dolosparite de dimension variable.

Dans les deux formations précédentes, les niveaux où le sédiment originel persiste encore, montrent au microscope des



a: Dolosparite, b: Matériau originel.

Fig. 48 : Schéma d'après photo d'une épigénie en grille (formation E_1 du bassin d'Eç-çour)

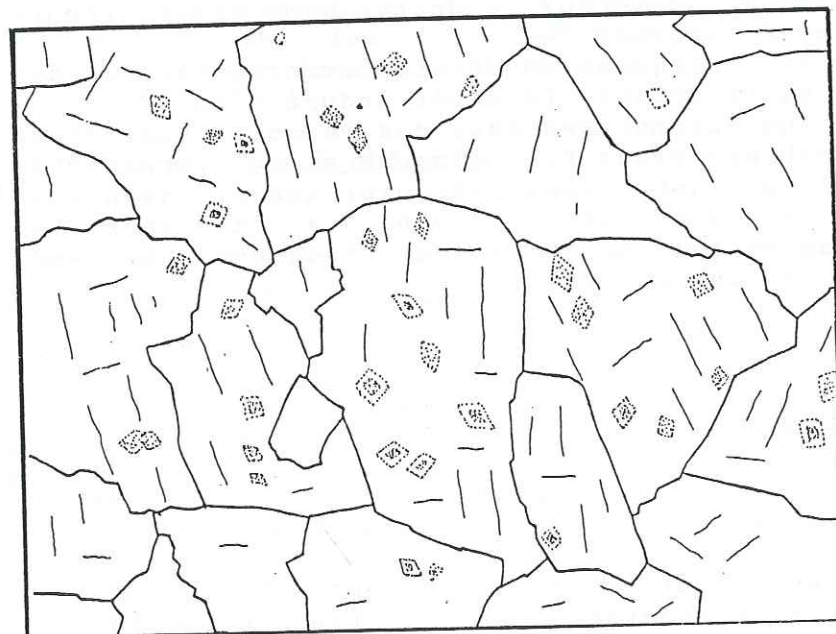
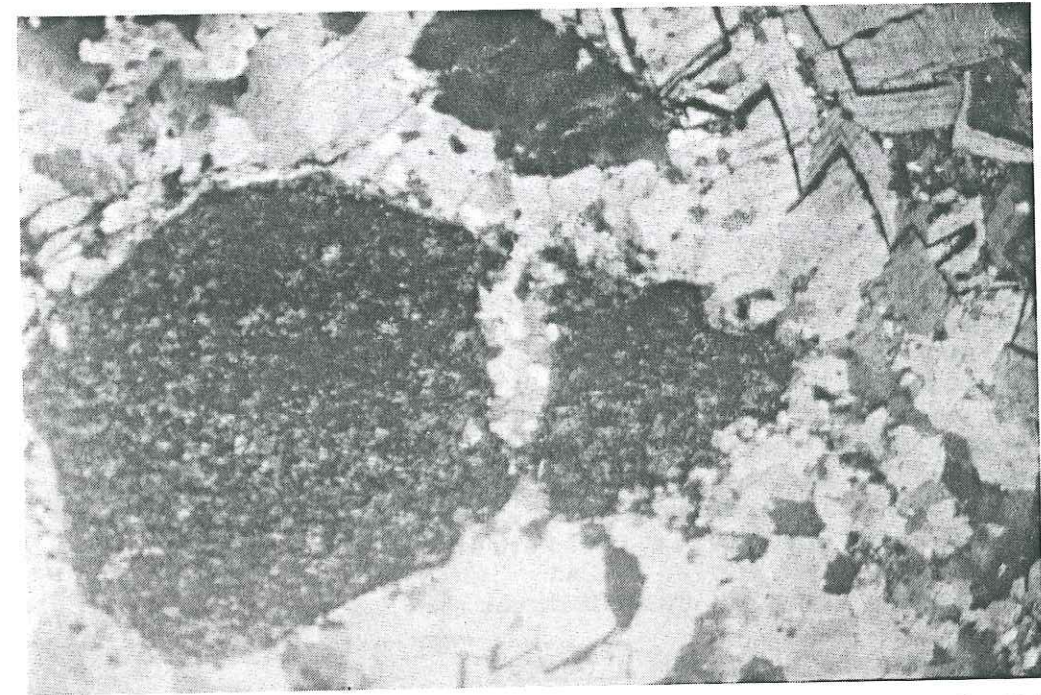


Fig. 49 : Schéma d'après microphoto de deux générations de dolomite, niveau stromatolitique de la formation E_2 d'Imini.



P1. 12 : Débris de roche volcanique "éclaté" par une épigénie dolomitique.



P1. 13 : Microphoto d'une dolosparite du sommet de la formation E_2 d'Eç-çour.

débris détritiques éclatés (quartz, rhyolite ...) le plus souvent parcourus par des microfissures remplies elles mêmes par de la dolomite. (PL.13)

c) Formation E3 :

A ce niveau, le carbonate est une dolomicrite diffuse dans la matrice. Dans les niveaux gréseux, elle cimente les quartz détritiques corrodés. Cette dolomicrite est parfois localisée dans des zones décolorées ou verdâtres du sédiment indiquant un développement centrifuge, à partir d'un germe, et correspond par conséquent à un encroûtement de type nodulaire. (PL.12/2) Cette liaison, déjà décrite par Spy-Anderson (1980) dans les faciès marmorisés du Trias de l'Ardèche, plaide en faveur d'une origine primaire de la couleur rouge. La décoloration étant placée sous le contrôle des carbonates qui induisent la réduction du fer ferrique en fer ferreux.

3.2. Bassin d'Ighrem n'Ougdal :

On y observe les mêmes caractères que dans le bassin d'Eç-çour;

. Le carbonate est une dolosparite xénomorphe à automorphe dans les formations E1 et E2, et une dolomicrite dans la formation E3. Elle devient abondante dans les sommets de rythmes et des mésoséquences où elle peut constituer presque 90% de la roche.

. Les quartz sont souvent corrodés et fissurés.

. Ces fissures sont soulignées par des oxydes de fer.

. Le faciès de "dolomie baroque" y est également bien développé.

3.3. Bassin d'Imini :

Ce bassin présente la particularité de contenir deux types d'encroûtements carbonatés : l'un calcitique et l'autre dolomitique.

3.3.1. Les encroûtements calcitiques :

Ils n'existent que dans les formations E1 et E2. Ils apparaissent sous forme de vastes plages micritiques dans lesquelles flottent des grains de quartz entourés d'auréoles microsparitiques en palissade. On note l'importance des glaebules, soulignés par de la calcite sparitique et par du microquartz, ainsi que la présence de quelques cristaux remaniés (PL.12/3) de dolosparite.

3.3.2. Les encroûtements dolomitiques :

C'est dans ce bassin qu'on a mis en évidence une

dolomite primaire et une dolomite secondaire, localisées dans le second niveau lité de la formation E2 (Fig. 49). La dolomite secondaire est une dolosparite subautomorphe, englobant des rhomboédres de première génération caractérisés par leur richesse en impuretés.

3.4. Bassin du Tizi n'Tichka :

Le microfaciès de l'encroûtement carbonaté observé dans la formation E1 de la coupe type de ce bassin est caractérisé par l'existence d'auréoles de sparite autour des grains de quartz. Cependant, on note au voisinage de ces auréoles, la présence de microfissures remplies de calcite à extinction roulante d'origine tectonique ce qui crée des difficultés pour mettre en évidence son caractère épigénétique. Par contre dans la coupe B, le développement de la calcite sparitique dans la matrice, la présence de "fantômes" de feldspath et de quartz témoignent de son caractère épigénétique.

4. CARACTERES MICROSCOPIQUES DES ENCROûTEMENTS SILICEUX :

Ces encroûtements siliceux sont bien développés dans le bassin du Tizi n'Tichka au niveau des formations E2 et E3 ainsi qu'au sommet de la formation E3 du bassin d'Ighrem n'Ougdal sous le faciès monotone d'auréoles de nourrissage autour des grains de quartz (PL. 12/1)

Ces nourrissages sont d'autant plus évidents qu'ils fossilisent une pellicule hématitique autour des quartz détritiques.

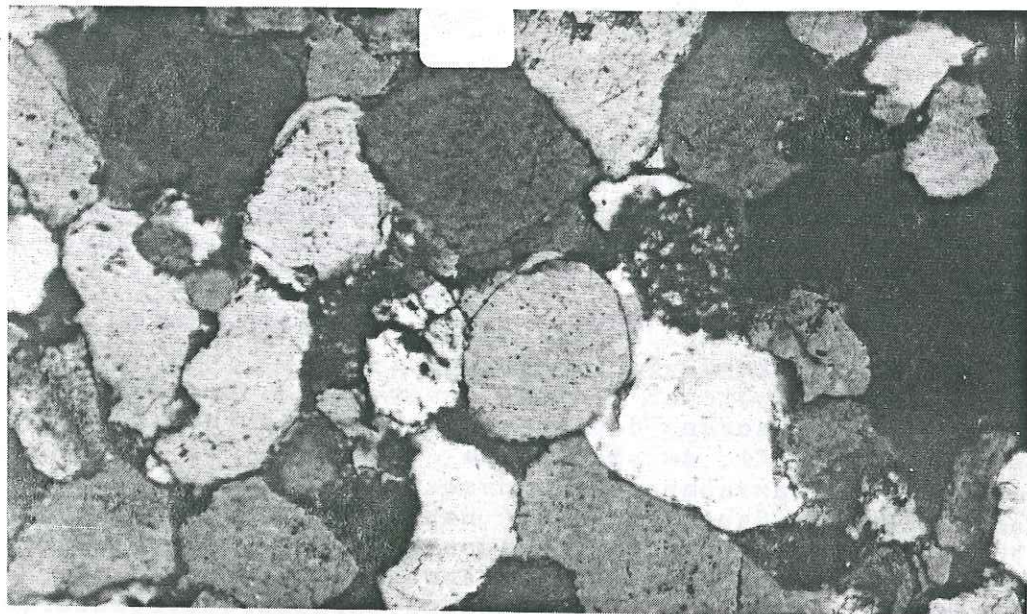
5. REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES ENCROûTEMENTS CARBONATES :

5.1. Les encroûtements dolomitiques :

La présence de deux générations de dolomite dans le bassin d'Imini, et le faciès recristallisé de cette dolomite dans les bassins situés au NW montrent qu'il s'agit d'encroûtements dolomitiques sans précurseur calcitique (El Youssi, 1986).

Localisés par ce dernier dans les bassins de Taliouine et d'Eç-çour, ces encroûtements sont à étendre à tout le flanc méridional du Haut Atlas, au Sud des accidents du couloir sud-atlasique depuis le bassin d'Eç-çour à l'Ouest jusqu'à Taliouine à l'Est.

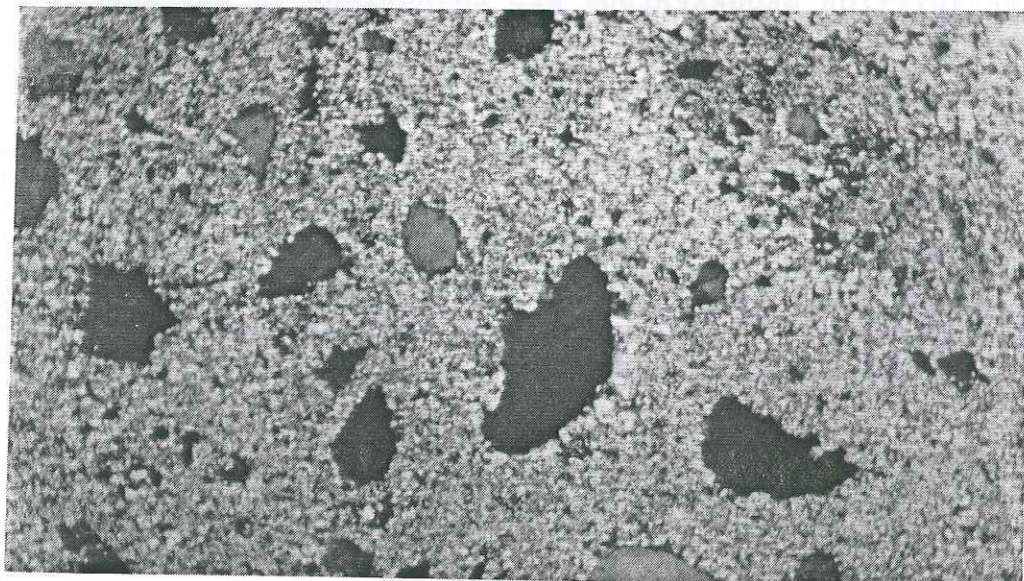
5.2. Les encroûtements calcitiques :



Pl. 12.1: Nourissage siliceux dans les grès de E3 du Tichka.



Pl. 12.2: Epigénie noduleuse dans E3 d'Eç-cour.



Pl. 12.3: Micrite et microsparite de l'encroûtement calcitique d'Imini.

Les observations faites sur les échantillons provenant de la formation E1 d'Imini montrent quelques dolosparites probablement remaniées. Ce type d'encroûtement est à restreindre à la formation E1 d'Imini et à son équivalent dans le bassin de Taliouine à l'Est, sur la bordure sud du bassin haut atlasique méridional. L'existence de cette épigénie calcitique dans le bassin du Tizi n'Tichka marquerait alors la bordure nord de ce bassin méridional.

6. ORIGINES DES DIVERS TYPES D'ENCROûTEMENTS:

6.1. Les encroûtements dolomitiques :

D'après les travaux consacrés au problème des épigénies carbonatées, deux hypothèses permettent d'expliquer le mode de formation de ces encroûtements :

- Diagenèse de nappes (Truc et al, 1985).
- Diagenèse "per descensum" (A. Goudie, 1973 in Spy-Anderson, 1981).

Au niveau des formations E1 et E2 d'Eç-cour et d'Ighrem n'Ougdal, l'épigénie dolomitique est toujours bien développée au sommet des séquences, souvent sur des horizons fins et n'atteint les niveaux immédiatement sous-jacents qu'à l'état diffus ou de nodules. Elle est souvent associée à des traces de racines et à des mud-cracks. Ce mode de gisement serait compatible avec une diagenèse "per descensum" et serait le résultat d'un processus pédogénétique déjà signalés par Biron (1982) et par El Youssi (1986). L'abondance de ce type d'épigénèse confirme le caractère continental de ces formations.

Dans la formation E3 de ces bassins, les caractères pédologiques sont moins fréquents. L'étude microscopique a révélé surtout une dolomicrosparite diffuse dans le ciment des niveaux gréseux et engrenée dans les niveaux grossiers à porosité beaucoup plus grande (Jautée, com. orale, 1987). Ce type d'encroûtement serait plutôt lié à une diagenèse de nappe qui serait également responsable des encroûtements observés dans les formations sous-jacentes et dont la présence a déjà été signalée. Ils sont caractérisés par une texture particulière des dolosparites: les cristaux sont en plages engrenés alors que les anciens vides et traces de racines présentent des cristaux zonés automorphes.

6.2. Les encroûtements calcitiques et cas particulier du bassin d'Imini :

L'épigénèse calcitique se développe plutôt dans un contexte de bordure de bassin. On les rencontre à l'Est dans la région de Tiguert (El Youssi, 1986) et ici, à Imini, elle

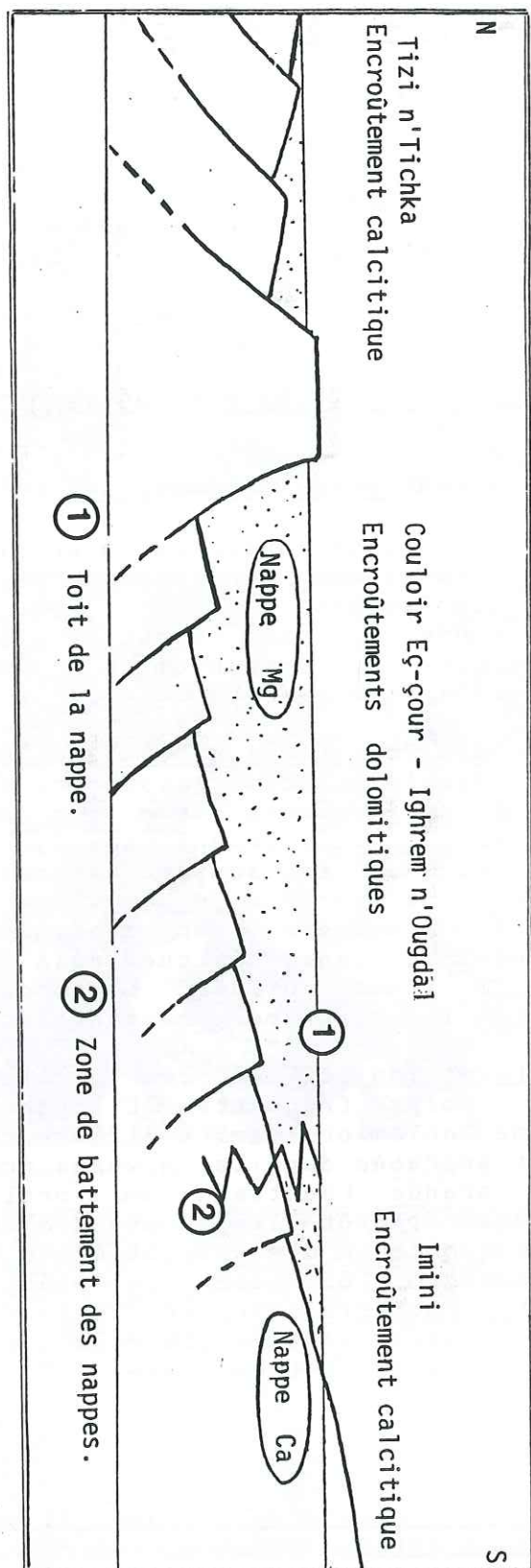


Fig. 50 : Relation paléogéographie et genèse des encroûtements carbonatés par diagenèse de nappes (Mg et Ca) du flanc sud du Haut Atlas.

marquerait ainsi la bordure méridionale du "bassin Haut Atlasique méridional" au cours du dépôt des formations E1 et E2.

A cause de leur étendue, leur morphologie et de leur caractère microscopique, on peut admettre que les encroûtements dolomitiques de la formation E2 sont liés à une épigénie d'origine algaire. L'apparition des encroûtements dolomitiques diffus dans la formation E3 marque la subsidence du bassin qui peut recevoir épisodiquement l'impact de nappes aquifères fortement minéralisées, riches en Mg (G.Truc. com. orale, 1988).

7. CONCLUSIONS :

Le flanc sud du Haut Atlas est formé d'une succession de petits bassins s'associant en un couloir étroit d'orientation SW-NE qui favorise le piégeage de nappes aquifères magnésiennes nécessaire à la mise en place des encroûtements dolomitiques. Le calcium demeure lié aux nappes aquifères qui caractérisent la bordure du bassin (nappes de versant); domaine qui peut à son tour, c'est le cas à Imini, être atteint et envahi par une nappe minéralisée dont l'extension s'effectue vers l'amont à la faveur des mouvements structuraux qui affectent le bassin (Fig. 50).

L'environnement qui règne, au moins au cours du dépôt des deux premières formations, peut être le suivant:

- . d'abord l'arrivée de matériaux détritiques abondants, fournis par les reliefs voisins au cours des crues saisonnières,
- . puis, l'installation des conditions permettant le développement des encroûtements dolomitiques par processus pédogénétiques dans un contexte climatique à saisons contrastées.

En revanche, au cours du dépôt de la formation E3, une épigénie s'installe par diagenèse de nappe phréatique proche de la surface et non plus par pédogenèse. Ses battements expliqueraient le faciès de "dolomite baroque" ou en "selles" et la zonation des dolosparites dans les vides ou traces de racines. Ces deux modes de genèse de la dolomite (de sol et de nappe) ont été déjà décrits dans les encroûtements dolomitiques du Trias de l'Ardèche (Spy-Anderson, 1981) et sont en accord avec les observations sur la formation F3 de Beauchamp, (1980) et celles de El Youssi (1986) dans le Haut Atlas.

La présence d'un gradient d'épigénie carbonatée dans la coupe type du bassin du Tizi n'Tichka met en évidence l'isolement du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech, au moins au cours du Trias, par un relief plus septentrional. Il pose également le problème de l'isochronie des formations entre les différents bassins.

TECTONIQUE

Chap. VIII : TECTONIQUE

1. INTRODUCTION :

Les variations fréquentes d'épaisseur et de faciès de cette série permo-triasique du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech, constatées au cours du levé cartographique de la région nous ont amené à nous intéresser au problème de la tectonique ayant influencé la création et l'évolution des bassins.

Si l'existence d'une tectonique synsédimentaire permo-triasique est un fait acquis, le régime des contraintes ayant régné à l'époque ainsi que le modèle d'ouverture de ces bassins, suscitent encore des discussions.

Depuis les travaux de Proust (1973), peu d'études de détails, structurale ou sédimentologique, ont été consacrées à la série permo-triasique du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech.

2. RAPPEL DES TRAITS MAJEURS DE L'EVOLUTION SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH :

Les premiers comptes rendus synthétiques concernant la géologie du Haut Atlas de Marrakech sont, la carte géologique au 1/200.000^e de l'Atlas de Marrakech par L. Moret (1931), les travaux de Ed. Roch (1939) et la description géomorphologique du Massif Ancien par J. Dresch (1941).

Les travaux de nombreux auteurs, P. et L. Russo (1934), G. Choubert (1952-1963), J. Marçais (1952) ont abouti à la publication des feuilles géologiques au 1/500.000^e de Marrakech (1957) et de Ouarzazate (1959). A la suite de F. Proust (1963), des études détaillées ont été entreprises par divers auteurs, J.P. Petit (1976), Ed. Laville (1980 - 85). En ce qui concerne le Trias, nous retiendrons les publications de P.E. Biron (1982), J. Beauchamp (1980-1986), M. El Youssi (1986).

Le Haut Atlas Occidental :

La chaîne intracontinentale de l'Atlas (M. Mattauer et al, 1977) se développe largement au Maroc ou classiquement on distingue le Moyen et le Haut Atlas. Le Haut Atlas se subdivise en plusieurs domaines structuraux dont le Haut Atlas de Marrakech (H.A.M.) ou Bloc Ancien encadré vers le NE par le Haut Atlas Central et vers le SW par le Haut Atlas occidental ou Atlas d'Agadir. Le H.A.M. est limité vers le NE par le linéament de Demnate, au SW par le Couloir d'Argana, au NW par la plaine du

Haouz et au SE par le bassin de Ouarzazate et le promontoire de l'Ouzellar (Fig. 51).

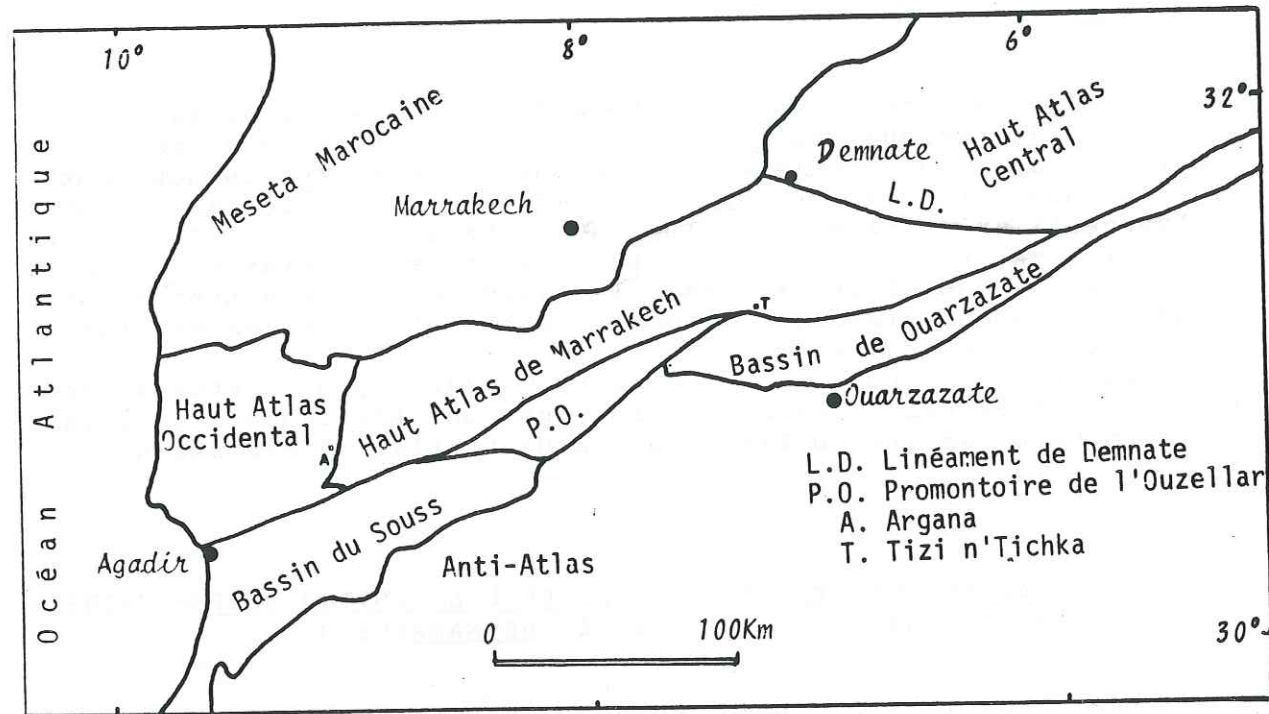


fig. 51: Localisation structurale du Haut Atlas de Marrakech.

Le H. A. M. apparaît comme une zone étroite orientée NE-SW où affleurent largement les terrains paléozoïques à précambriens. Les dépôts triasiques se localisent en bandes étroites orientées selon l'axe de la chaîne. Les formations jurassiques se situent de part et d'autre de la chaîne pour se développer à l'Est de l'Oued Tessaout et dans l'Atlas occidental. Les terrains crétacés à éocènes se cantonnent le long de piedmonts nord et sud de l'Atlas. Les formations tertiaires et quaternaires continentales se sont accumulées dans des dépressions externes.

Plusieurs auteurs ont souligné l'importance des accidents hérités des temps paléozoïques (F. Proust 1973; M. Mattauer et al 1977) pour expliquer l'évolution alpine de l'Atlas. Cette évolution tectono-sédimentaire est également liée à la cinématique de la plaque Afrique par rapport à l'Ibérie et l'Europe.

Au cours du Trias et du Lias un régime en extension semble se généraliser dans le domaine atlasique. Par contre au Jurassique moyen on observe des déformations compressives et distensives associées à des décrochements en particulier dans le Haut Atlas Central (M. Monbaron 1981, Ed. Laville 1985). Le

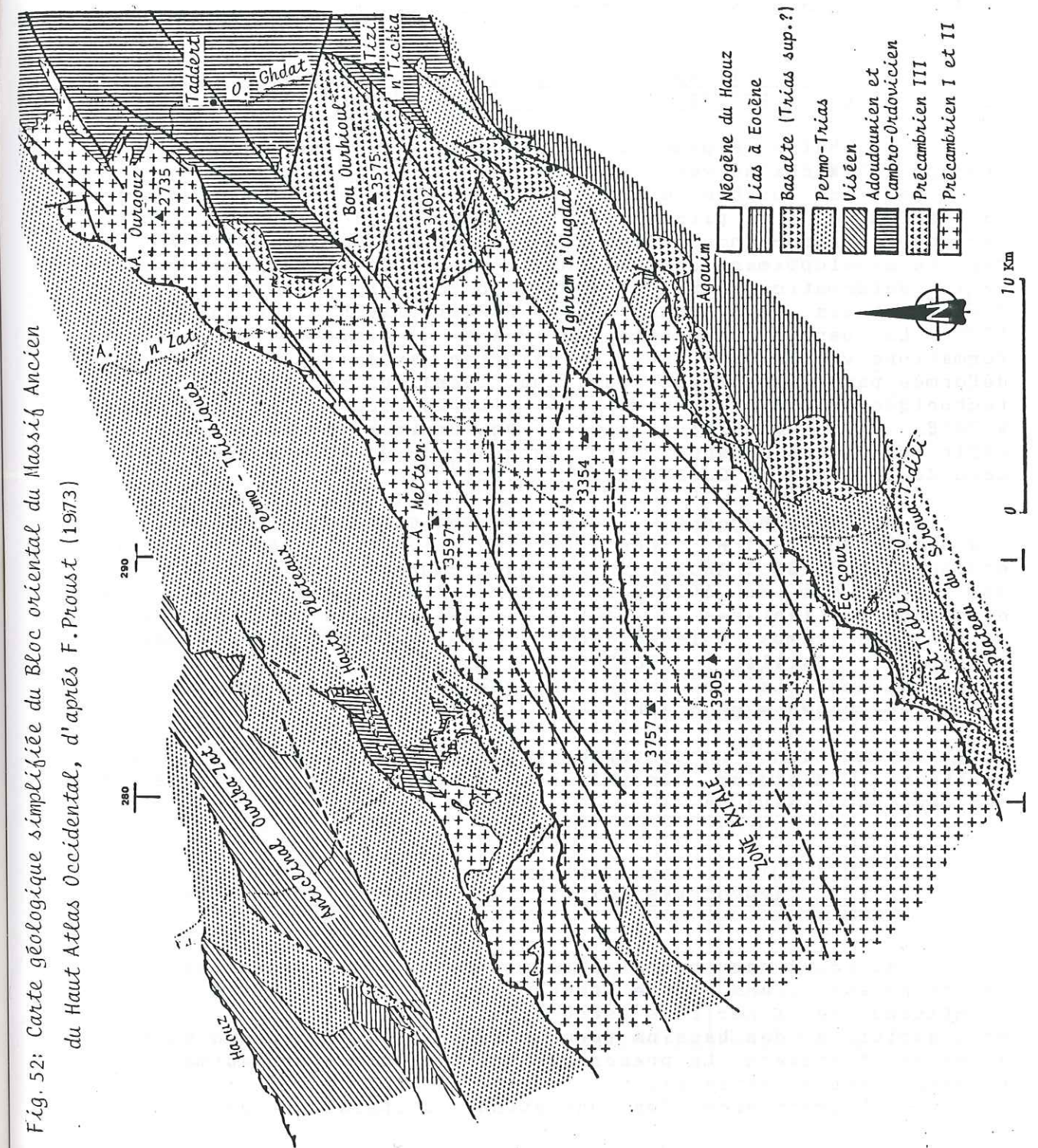


Fig. 52: Carte géologique simplifiée du Bloc oriental du Massif Ancien du Haut Atlas Occidental, d'après F. Proust (1973)

serrage alpin débute au Crétacé supérieur avec quelques discordances locales pour s'amplifier à partir de l'Oligocène. Au Pliocène s'est effectuée la mise en horst de la chaîne, avec une reprise en failles inverses des accidents atlasiques N70 E pour aboutir à une structure de chaîne en éventail (F. Proust, 1973). Le serrage alpin a provoqué à différentes périodes des décollements de la couverture méso- et cénozoïque (Ed. Laville 1977, J. Ferrandini et A. Le Marrec 1982).

3. LES EVENEMENTS TECTONIQUES ANTE-TRIASIQUE ET L'IMPORTANCE DE L'HERITAGE STRUCTURAL :

La chaîne alpine du Haut Atlas reprend en partie un tronçon de la chaîne varisque.

Dans la partie occidentale du Bloc ancien, la série paléozoïque a été plissée et métamorphisée lors de l'orogénèse varisque. L'importance des accidents N60 à 70, N150 et N90 à 105 dans le développement des bassins paléozoïques, puis comme guides de la déformation lors du serrage hercynien, a été montrée par divers auteurs (J. P. Schaer, 1964; J. P. Petit, 1976; J. J. Cornée et al 1987). La partie orientale du H.A.M. où dominent les puissantes formations volcanique du Précambrien supérieur, a été peu déformée par l'orogénèse varisque. Dans ce secteur domine une tectonique de blocs (F. Proust 1961) limités par des accidents N50 à 70°E. Plus vers l'Est, dans la boutonnière des Aït Tamlil, le style tectonique change avec la présence de nappes précoces au sein de la série du Carbonifère (J. Jenny, 1983).

Au tardi-hercynien une tectonique de blocs affecte l'ensemble du H.A.M. (Ed. Laville, 1980), dans la partie occidentale du Bloc Ancien un épisode compressif de direction NNE-SSW a été mis en évidence (J. Ferrandini et al, 1987). Le découpage en lanières du Haut Atlas daterait de cette époque. A la fin des temps paléozoïques, le H.A.M. était affecté par un réseau de failles N50-70°E, N90-120°, N150-160° et subméridiennes. La fréquence de chaque direction est variable selon les secteurs géographiques.

Placé dans un contexte distensif ce réseau de fractures, hérité de l'histoire hercynienne, conditionnera l'installation des bassins triasiques.

4. LA TAPHROGENESE TRIASIQUE SUR LE VERSANT SUD DU H. A. M.

Au cours de cette étude, je me suis essentiellement intéressé aux liens entre tectonique et sédimentation et à l'influence de l'héritage structural hercynien sur la formation et l'évolution des bassins permo-triasiques du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech. La présence d'une tectonique synsédimentaire triasique est attestée par :

. L'importance des variations d'épaisseur de part et



Fig. 53 : Carte géologique du bassin d'Eg-gour.

d'autre de certains accidents;

- . L'importance de miroirs de failles diagénétiques;
- . La présence de failles scellées par les dépôts sus-jacents;
- . L'abondance de failles normales synsédimentaires à syndiagénétiques.

4. 1. Localisation structurale du flanc sud :

Les affleurements triasiques du flanc sud du Haut Atlas se présentent sous forme d'un couloir ouvert vers le NE, et fracturé en blocs.

Au niveau d'Ighrem n'Ougdal, on retrouve la disposition en marches d'escaliers, symétriques du flanc nord par rapport à l'axe actuel de la chaîne. Ce dispositif en escalier se présente du SE vers le NW :

a) Zone de la cuvette de Oudrzazate :

Elle est caractérisée par une couverture mésozoïque subhorizontale affectée par des flexures et des failles subverticales. L'érosion de ces flexures aboutit à la mise à l'affleurement du socle (Imini). Cette cuvette est remplie au tertiaire par des dépôts continentaux plus récents et correspond à l'équivalent de la plaine du Haouz sur le flanc nord.

b) Zone subatlasique méridionale :

Elle correspond au plateau de Telnant à matériau triasique encore solidaire du socle précambrien. Cette zone est réduite vers le SW où on passe de la zone de cuvette à la zone axiale par un couloir fracturé.

c) Zone axiale :

Elle peut être subdivisée en deux parties; Une à l'Ouest du Tizi n'Tichka à matériau cristallin précambrien, et une à l'Est à socle paléozoïque et où affleure une série triasique allant de la formation conglomératique de base aux grès de l'Oukaïmeden. Cette seconde partie correspond au Haut Atlas de Telouet.

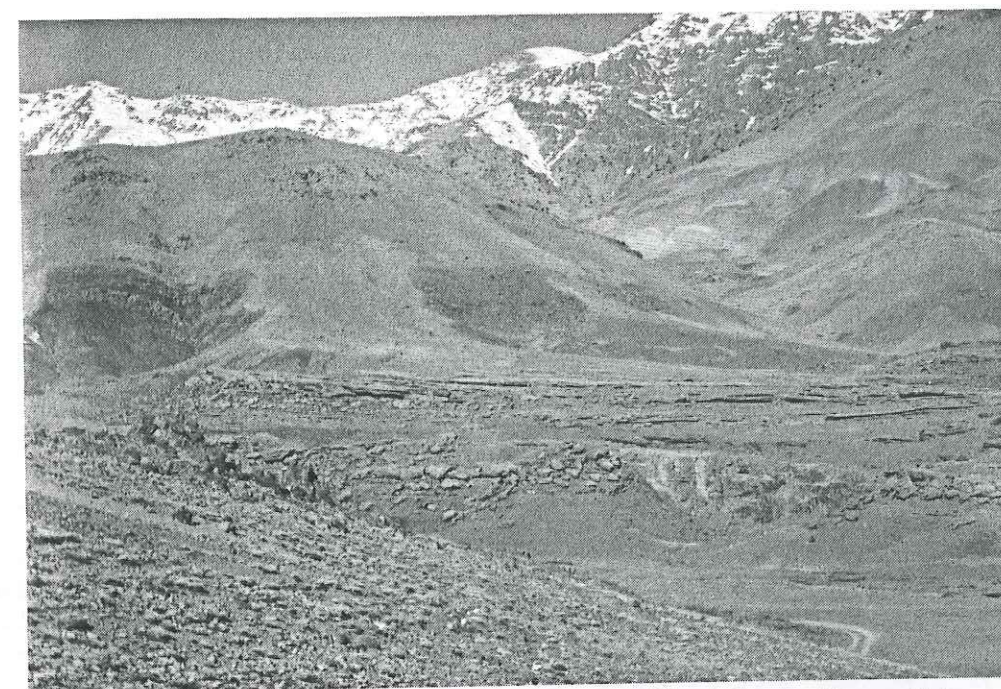
Les limites entre ces trois zones sont des failles inverses ou chevauchantes.

4. 2. Arguments cartographiques pour une tectonique synsédimentaire permo-triasique dans le flanc sud :

4. 2. 1. Failles principales :

a) Bassin d'Eç-çour : (Fig.53)

Situé entre le massif cristallin du Haut Atlas au nord et celui du plateau du Siroua au sud, ce bassin est structuré en



Pl. 13 a : Disposition en hémigraben du bassin d'Eç-çour.



Pl. 13 b: Miroir de faille syndiagénétique (Eç-çour).

hémi-graben complexe selon deux directions principales de fracturation, N60 à 80 et N20 à 40°E.

* Réseau de fractures N60 à N80 E :

Il est matérialisé par deux accidents principaux : L'accident de Tidili (Segment de la faille "sud atlasique" qui constitue la bordure NW du bassin et l'accident passant par les Douars de Tizgui et de Mlalt.

L'accident de tidili, actuellement en position de faille inverse à vergence sud, est relativement continu depuis Tifnout au SW jusqu'au Col du Tizi n'Tichka au NE. Il correspond à un accident à rejet variable qui s'amortit progressivement dans la formation silteuse E4 du bassin d'Ighrem n'Ougdal. Son rejet inverse peut être estimé à 500 mètres environ au Douar de Timloughit où il refoule les terrains liasiques. Son jeu synsédimentaire est attesté par une nette différence d'épaisseur et de faciès ^{qui}s'observe entre la coupe type d'Eç-çour et celle d'Ighrem n'Ougdal, situées de part et d'autre de l'accident (Fig. 53 et 53b).

L'accident de Tizgui-Mlalt de direction N80 à un pendage subvertical. Il est scellé vers l'ENE par les dépôts crétacés. Peu affecté par la compression atlasique, son caractère synsédimentaire est plus évident et peut être montré par :

. Une importante réduction d'épaisseur entre la série triasique du plateau du Siroua et celle de Ghourrassène.

. La présence de petites failles satellites au voisinage de cet accident, scellées par les dépôts sus-jacents. L'examen des miroirs de ces failles et de leur striation montre un jeu normal syntriasique (PL. 13b).

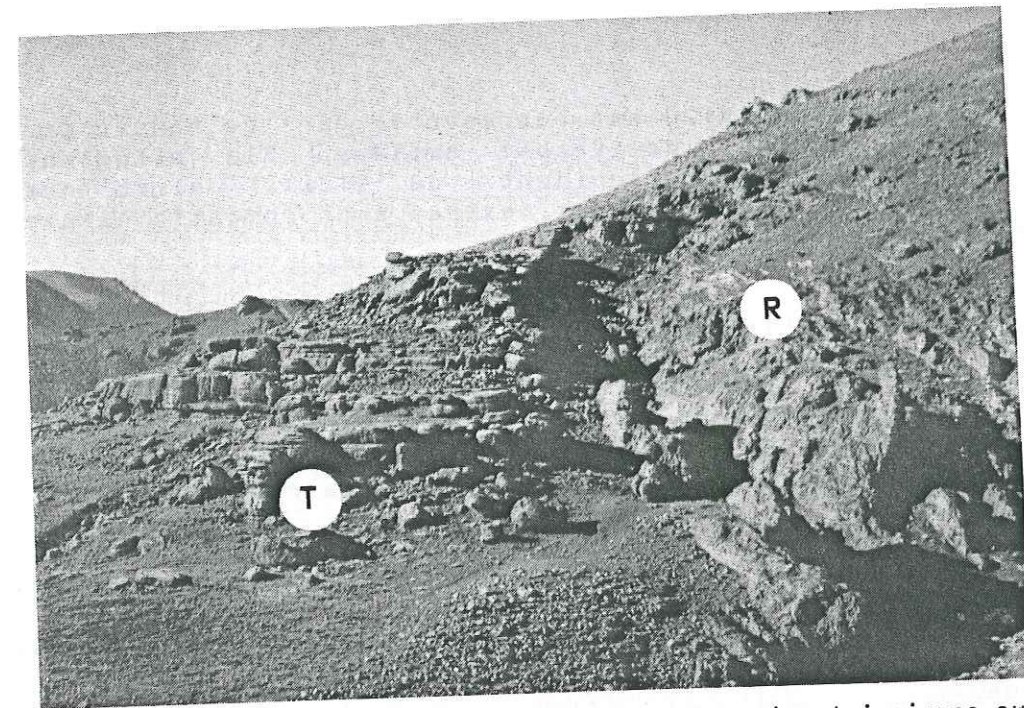
* Réseau N20 à N40 E :

Il est localisé uniquement dans ce bassin. Son caractère synsédimentaire est évident car la plupart de ces accidents sont scellés par la formation E4.

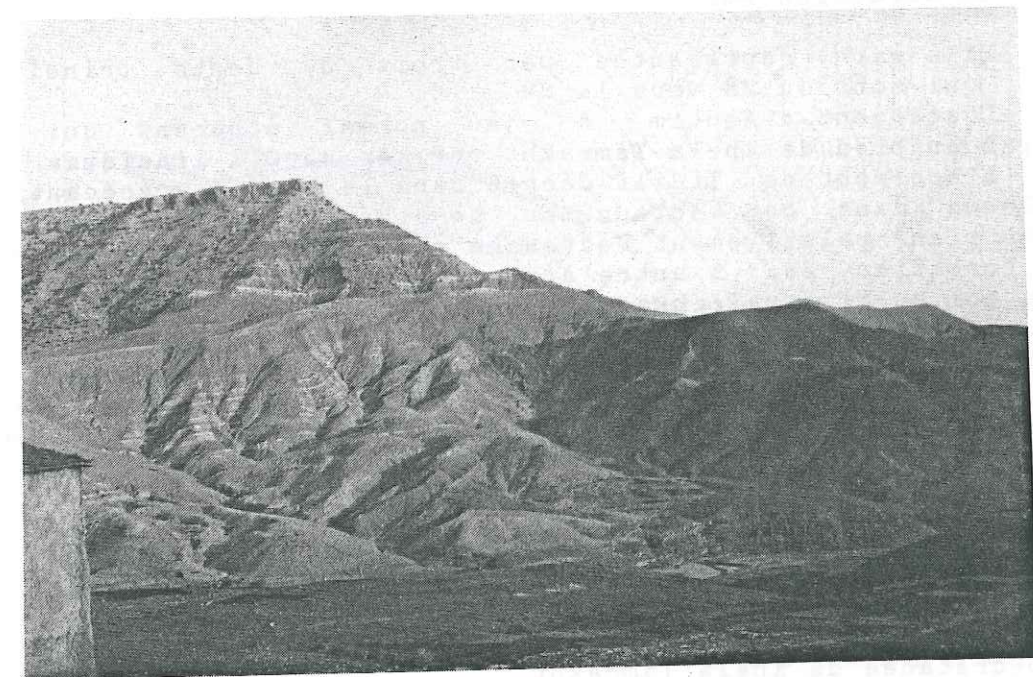
Au trias, ce réseau fonctionne en failles normales comme en témoigne la lecture des critères de sens de mouvement sur les miroirs (PL. 13b). La compression atlasique n'a pas ou peu remobilisé cette direction.

A l'échelle cartographique ce réseau n'est pas limité à un couloir défini par les accidents N60. On le retrouve dans le socle au plateau du Siroua où il contrôle les dépôts triasiques scellés par le conglomérat infra-cénomaniens. Vers le nord, ce réseau traverse la chaîne de part en part (Ferrandini, com. orale, 1988), comme peut l'indiquer l'accident N30 passant par le village de Zerekten sur le flanc nord de la chaîne.

Au cours du Trias, ce réseau fragmente en de nombreux petits horst et grabens la structure définie par les accidents N60. Ce réseau, beaucoup plus dense que le précédent, n'entraîne pas de variations spectaculaires d'épaisseur (Fig. 53).



Pl. 14 : Faille normale N20 affectant des terrains triasiques au SE d'Eç-çour (R: socle, T: Trias).



Pl. 15: Scellement de l'accident de "Agouim" par les terrains liasiques.

La direction N120 est représentée dans ce bassin par des décrochements dextres de faible ampleur. Ils affectent le chevauchement principal (Accident de Tidili) ainsi que la formation E4. Ces décrochements dextres sont compatibles avec le raccourcissement alpin.

b) Bassin d'Ighrem n'Ougdal :

Dans cette région, la série permo-triasique structurées en blocs basculés vers le N, constitue l'armature du plateau de Teñant (Fig. 53b). Son épaisseur varie de 80 m à plus de 160 mètres en fonction des accidents synsédimentaires.

Ce bassin de grande dimension, est structuré en "marches d'escalier" symétriques à celles du flanc nord. L. Moret (1931) distingue :

- Une zone axiale à matériaux cristallins précambriens,
- Une zone subatlasique méridionale à matériau triasique,
- Une zone en cuvette à dépôts plus récents et correspond à l'équivalent méridional de la plaine du Haouz.

Les limites entre ces différentes zones sont des accidents synsédimentaires triasiques repris en failles inverses (F. Proust, 1973) de directions N60 et N100°E à N110°E.

La direction N60 E :

Elle est représentée par trois accidents principaux qui sont du SE vers le NW :

L'accident d'Agouim à jeu normal apparent qui est fossilisé au pied de Khela Tamrakht par les dépôts liasiques. (PL.15)

L'accident de Tidili décrit dans la bassin précédent. Il se prolonge dans ce secteur en se divisant en deux branches: l'une à plan relativement redressée s'amortissant dans les grès de la formation E3, l'autre à plan plus incliné s'amortissant vers le col du Tizi n'Tichka dans les silts de la formation E4.

L'accident de Tawassit, limite entre la zone axiale de la chaîne et la zone subatlasique méridionale, correspond à une faille inverse à plan subvertical qui s'amortit vers le SW dans le massif cristallin. Par contre, vers le NE, elle se prolonge et traverse la zone axiale de la chaîne.

les variations d'épaisseurs de part et d'autre de ces accidents attestent de leur jeu synsédimentaire triasique en failles normales à regard SE (Fig. 10), définissant des compartiments effondrés dans cette direction. Ces affleurements peuvent être considérés comme la bordure NW d'un hémigraben dont la partie subsidente serait à rechercher sous la couverture liasico-crétacée de Khéla Tamrakht.

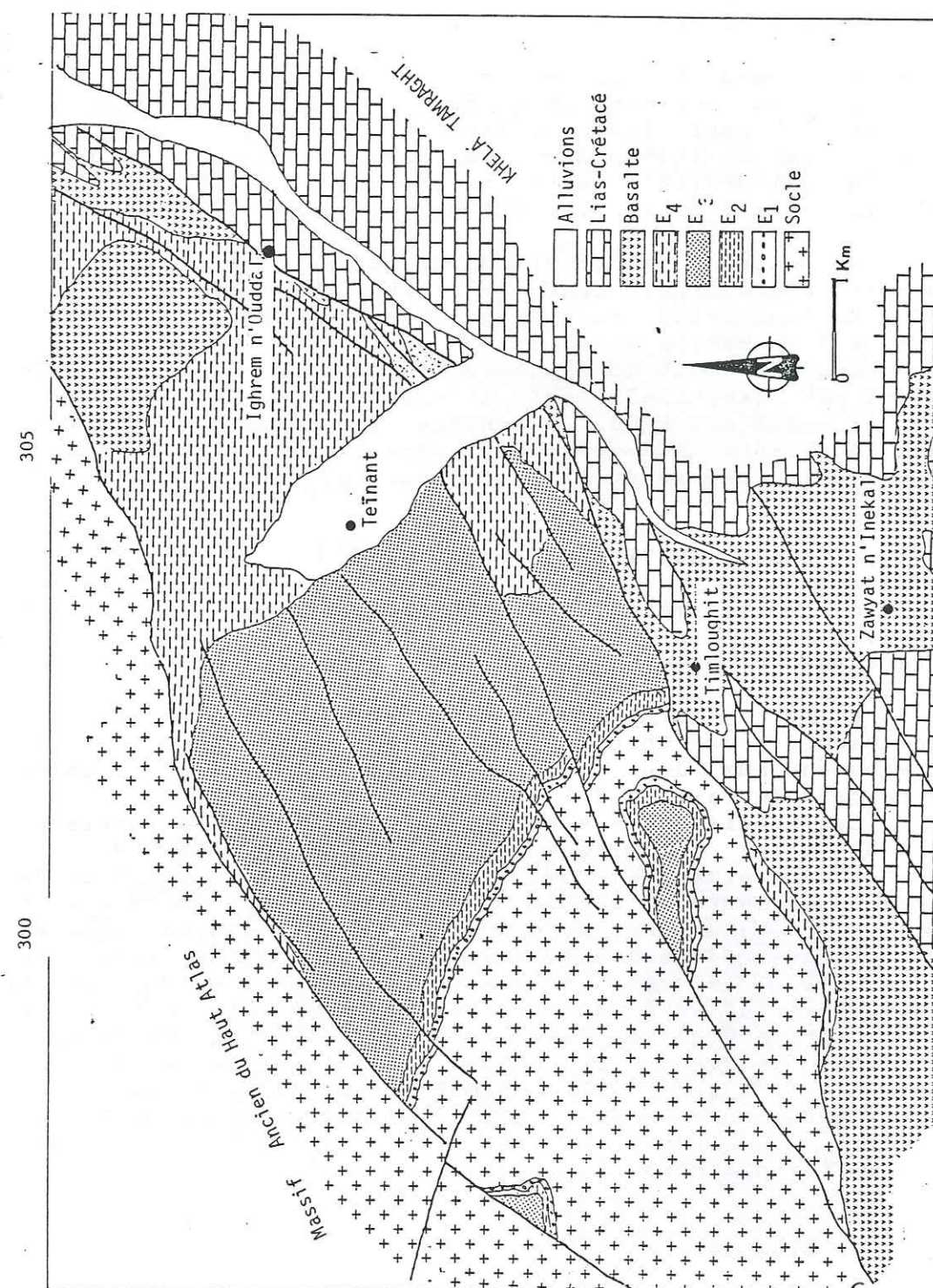


fig.53 B: Carte géologique de la région d'Ighrem n'Ougdal.

La direction N100 :

Cette direction est matérialisée par deux traits morpho-structuraux majeurs;

Un paléorelief de direction N110 (Fig. 53B et 62) limite ce bassin vers le SW. Il est situé dans le prolongement de la vallée de l'Oued Imini, entre les villages d'Aït Ibourek et d'Agouim. Aucun accident n'a pu être relevé le long de cette structure qui peut être reliée au rides de direction NW-SE définies plus à l'Est dans le Haut Atlas central (Laville, 1985). Ce paléorelief se trouve sur une zone linéamentaire sub-équatoriale traversant le H.A.M. (J. Ferrandini, com. orale, 1988)

Un réseau d'accident N110, repris en failles inverses à composante décrochante dextre, limite par contre ce bassin vers le NE, au voisinage du village d'Aguelmous et donne une forme en dièdre à ce bassin.

Contrairement au bassin d'Eç-çour, celui d'Ighrem n'Ougdal est essentiellement structuré sur des accidents N60 E et le paléorelief N100. On constate l'absence des accidents N20 E. Les accidents E-W observés dans la partie nord marquent la limite avec le bassin du Tizi n'Tichka-Telouet.

c) Bassin du Tizi n'Tichka : (Fig. 55.)

Sa limite méridionale est soulignée par les accidents E-W qui jalonnent la dépression allant d'Aguelmous à Telouet. Sa limite septentrionale n'a pas été atteinte au cours de cette étude.

La série triasique de ce secteur se présente dans une grande partie du bassin en blocs basculés vers le SE contrairement aux deux bassins méridionaux. Il est parcouru par deux réseaux de failles E-W et N60 :

Les failles E-W à N100 s'observent dans la partie sud du bassin ou elles délimitent un horst de direction E-W. L'accident principal de ce secteur est en position de faille inverse. Une coupe naturelle montre que le plan de faille proche de la verticale en profondeur, se couche vers le sud en surface, entraînant un redressement des couches du Trias. Vers l'Est de Tamadla (PL. 17), cet accident est associé à un pli anticlinal d'accommodation déversé au sud. Des lèvés de terrain montrent que la série triasique du flanc nord de ce pli est nettement plus épaisse que celle du flanc sud. Le dépliage de cette structure fait apparaître une faille normale avec une série subsidente au nord et réduite au sud (PL. 17). Ce secteur fracturé constitue une ride ou un horst séparant le bassin d'Ighrem n'Ougdal de celui du Tizi n'Tichka.

Failles N60 :

Elles se prolongent dans le bassin et traversent l'axe actuel de la chaîne vers le nord. Elles correspondent essentiellement aux accidents qui redressent la série triasique à



Pl. 16 : Discordance intra - Triasique (Coupe A du Tichka)



Pl. 17: Faille atlasique tendant à l'horizontale en surface.

la verticale dans les crêtes situées au nord d'Aguelmous et à celui qui marque le début du versant nord de la chaîne, au pied de l'Adrar n'Ouzlim. Leur caractère synsédimentaire est attesté par les nombreuses variations d'épaisseur qu'elles engendrent.

Dans le secteur de l'Imini, une seule direction apparaît à l'échelle cartographique, matérialisée par la faille d'Imini (N100). Son jeu en faille normale au cours du trias peut être déduit de la variation d'épaisseur entre la coupe type et celle des environs immédiat de la mine où la série est réduite à quelques mètres grès-conglomératiques. Cette faille est clairement héritée car elle a mis dans un premier temps en contact les formations de l'Ordovicien au Nord avec le socle Précambrien au sud; puis dans un deuxième temps a guidé la sédimentation triasique. Sans pouvoir l'évaluer avec précision, le premier rejet vertical de la faille est beaucoup plus important que le second.

En conclusion, les dépôts triasiques du flanc sud du Haut Atlas ont été guidés par plusieurs directions de fracturation :

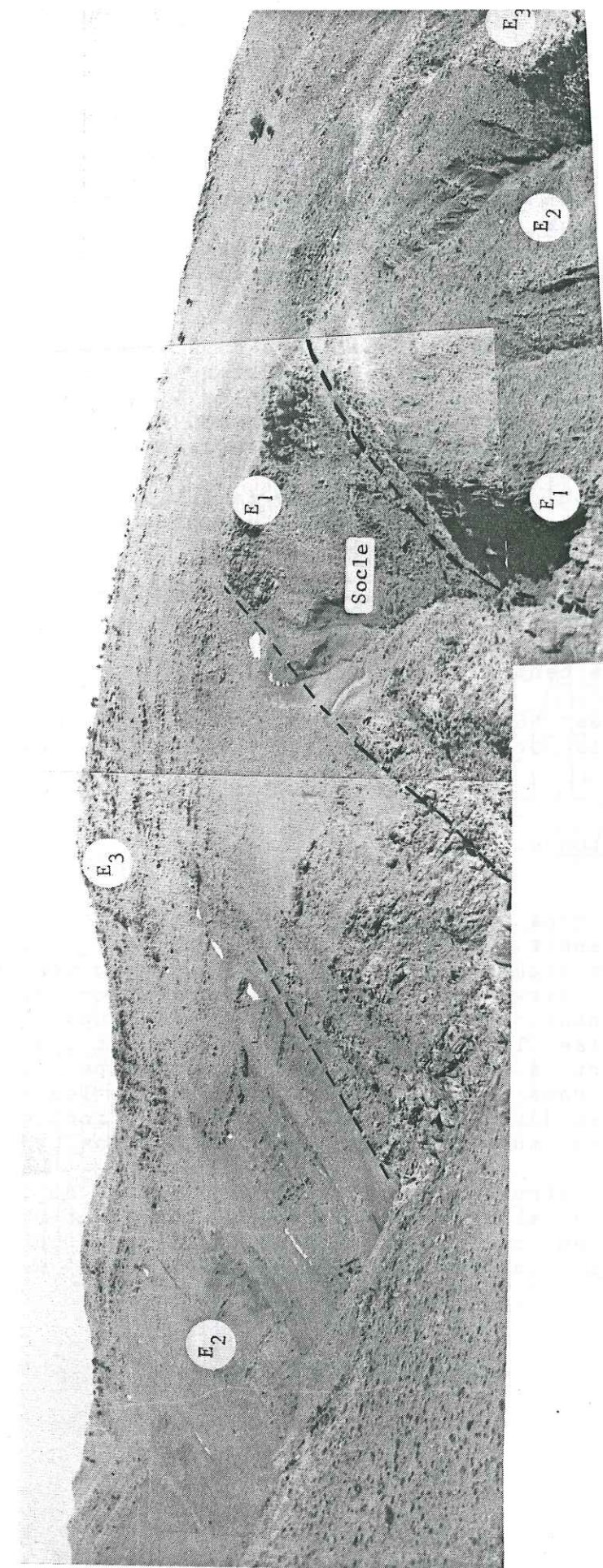
- . Failles de direction N20 E, localisées à Eç-gour.
- . Failles de direction N60, communes à tous les bassins du flanc sud.
- . Failles N90, dont l'importance se fait sentir à partir du col du Tichka.
- . Failles N110, associée parfois à des rides.

L'ensemble de ces directions structurales est hérité de l'histoire géologique antérieure.

4.2.2. LES DISCORDANCES :

La discordance majeure entre le "Permo-Trias" et le Socle est visible dans tous les bassins.

Au sein de la série triasique, une première discordance s'observe entre le sommet de la formation E2 et la base de la formation E3 dans la coupe de Tamadla (Tizi n'Tichka) (PL. 16). Dans les autres bassins elle peut être déduite de la variation d'épaisseur de la formation E2 sur les paléohorsts de chaque bassin. Cette discordance est à mettre en relation avec celle décrite sur le flanc nord de la chaîne entre le groupe de Rojdama et de Tafilalet (Biron, 1982). Une seconde discordance est observée au passage entre les formations E3 et E4. Elle est progressive et marquée par le scellement de blocs basculés par les silts de la formation E4. Ces deux discordances sont compatibles avec un basculement en bloc des formations triasiques et du substratum sous jacents.



Pl. 18 : Panorama de la réduction de la série triasique sur un paléohorst au Col du Tichka.

4.3. CARACTERES COMMUNS AUX DIFFERENTS BASSINS :

Une forme en losange est commune à tous les bassins, accentuée probablement par la reprise en décrochement senestre des accidents N60 à l'atlasique. Ces bassins se sont développés sur des accidents hérités de l'hercynien. La densité de ces accidents varie d'un bassin à l'autre :

* Les failles N20 sont localisées dans la partie SW, dans le bassin d'Eç-çour. Cette direction est qualifiée de "néoformée" dans tous les modèles interprétatifs de l'ouverture des bassins triasiques du Haut Atlas. Ce qui semble devoir être nuancé pour les bassins du versant sud.

* La direction N100 caractérise la limite des bassins de la zone axiale de la chaîne. Elle est bien développée dans le secteur du Tizi n'Tichka.

* Des structures linéamentaires N110 sont également fréquentes, sous formes de failles ou de paléoreliefs. Leur rôle est important dans le flanc sud ainsi que dans le haut Atlas central (Laville, 1985).

* Les failles N60 sont communes à tous les bassins et ont joués un rôle primordial dans la formation des bassins du flanc sud.

4.4. CONCLUSION :

Au Trias la zone de fractures du Haut Atlas se trouve dans un contexte distensif (Phase de pré-rifting de l'Atlantique Central à la Téthys ligure). Selon les secteurs géographiques, la prédominance d'une direction structurale par rapport aux autres conditionne l'orientation des bassins. Le prédécoupage du socle de l'Atlas favorise localement le développement de bassins oblique par rapport à l'axe de la chaîne, comme par exemple le bassin d'Eç-çour. Dans les secteurs où dominent les accidents N60, les bassins se développent selon cette direction, comme les bassins de l'Ourika sur le flanc Nord de l'Atlas (P. E. Biron, 1982).

Les traits structuraux majeurs du trias du flanc sud se calquent sur des structures faillées héritées, et réactivées au Trias comme en témoignent les discordances intraformationnelles et les variations d'épaisseurs d'un secteur à l'autre.

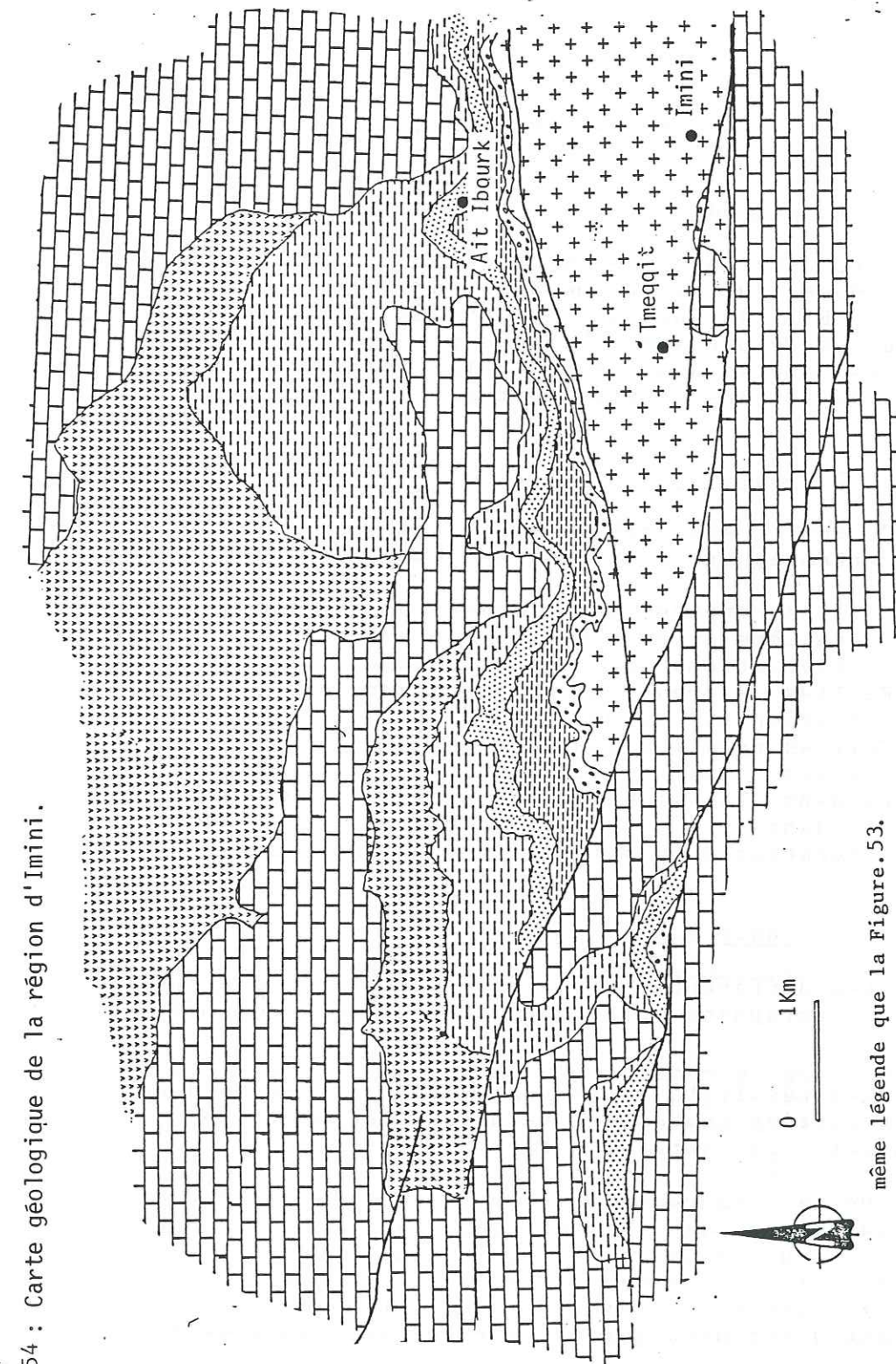


fig. 54 : Carte géologique de la région d'Imini.

même légende que la Figure. 53.

5. ANALYSE MICROTTECTONIQUE :

Cette analyse a été réalisée en particulier pour le bassin d'Eç-cour à cause de l'excellente qualité des affleurements. Elle a été complétée dans les autres bassins en fonction de la qualité des affleurements.

5.1. Méthode :

Cinq stations de mesures de populations de failles ont été définies sur le flanc sud, au niveau des trois formations E1, E2 et E3. Au niveau de chaque station ont été relevés l'azimut et le pendage de chaque plan de fracture, ainsi que le pitch des stries associées. La lecture des tectoglyphes permet de déduire le sens de mouvement de chaque plan.

5.2. Objets tectoniques :

Ce sont essentiellement des failles à caractères synsédimentaires que l'on peut regrouper en quatre catégories:

- * Failles reprises actuellement en failles inverses et dont le caractère synsédimentaire n'est mis en évidence que par les observations stratigraphiques.
- * Failles à rejet normal apparent car peu affectée par la compression atlasique.
- * Failles normales scellées par des dépôts plus récents.
- * Failles à stries hydroplastiques, signalées sur le flanc nord dans la vallée de n'Fis (Petit J. P. 1976). Elles sont rares dans le secteur étudié et résultent de la fracturation d'un matériel encore peu induré.

5.3. Résultats :

Les différentes mesures sont projetées sur le canevas de Wulf, hémisphère inférieur, d'après le programme des dièdres droits.

Les résultats sont présentés sous forme d'un diagramme ou sont portées toutes les mesures effectuées dans le flanc sud sans distinction entre les bassins (Fig. 56).

De ce diagramme ressort la présence d'une contrainte maximale proche de la verticale, les contraintes et sont portés par un plan horizontal. Sur l'ensemble des fractures observées, le pitch des stries évolue entre 90° et 60°, ce qui montre l'absence d'indices permettant de mettre en évidence un mouvement décrochant notable sur les accidents de la région..

Le traitement des données fait apparaître pour le flanc sud du H. A. M. une direction générale d'extension sud de

direction N120 (X à N120, Y à N30). La présence d'une double distension locale dans le bassin d'Eç-cour serait due au jeu simultanée des accidents N60 et N20.

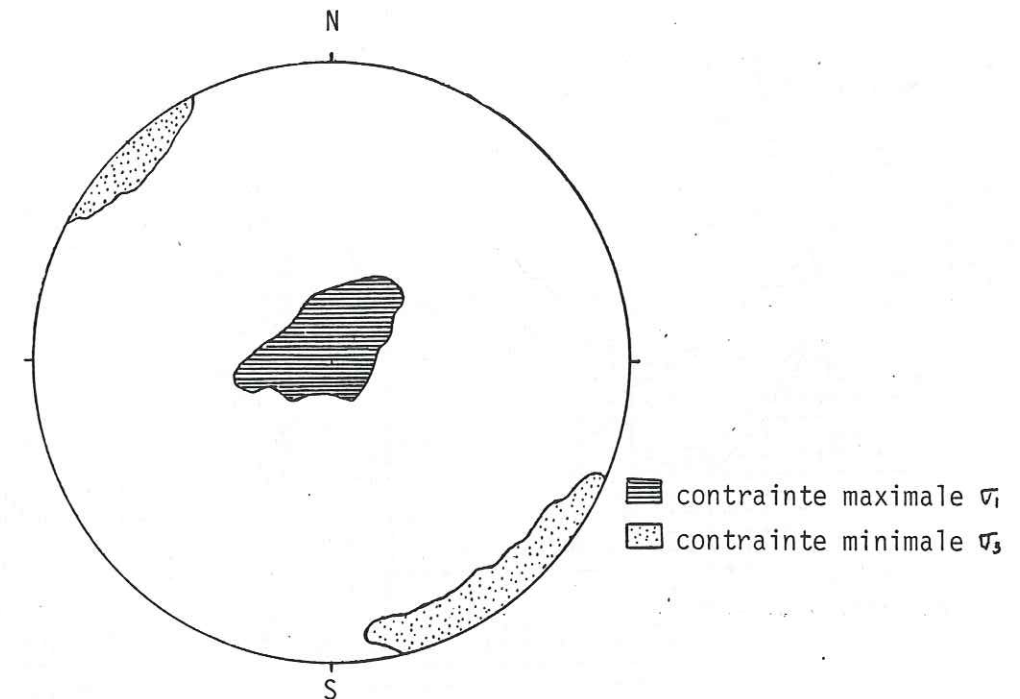


fig. 56 Axes principaux des contraintes dans le Permo-Trias du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech.

5.4. MODELES D'OUVERTURE DES BASSINS TRIASIQUES DANS LES TERRAINS VOISINS :

* Le premier modèle est celui d'un graben unique (Fig. 57) dont la partie subsidente correspondrait à l'emplacement actuel du massif ancien (F. Proust, 1973). Le régime distensif est attesté par la présence de failles normales. La composante senestre qui apparaît sur les accidents N70 serait d'âge post-permo-triasique et anté-Crétacé (Proust et al, 1977). La totalité de la série aurait été érodée lors de la mise en horst du H. A. M. à l'Oligocène. (Fig. 57)

* Laville (1981) décrit l'importance des décrochements dans l'évolution des bassins triasiques du Haut Atlas central et celui de Telouët (Fig. 5.8).

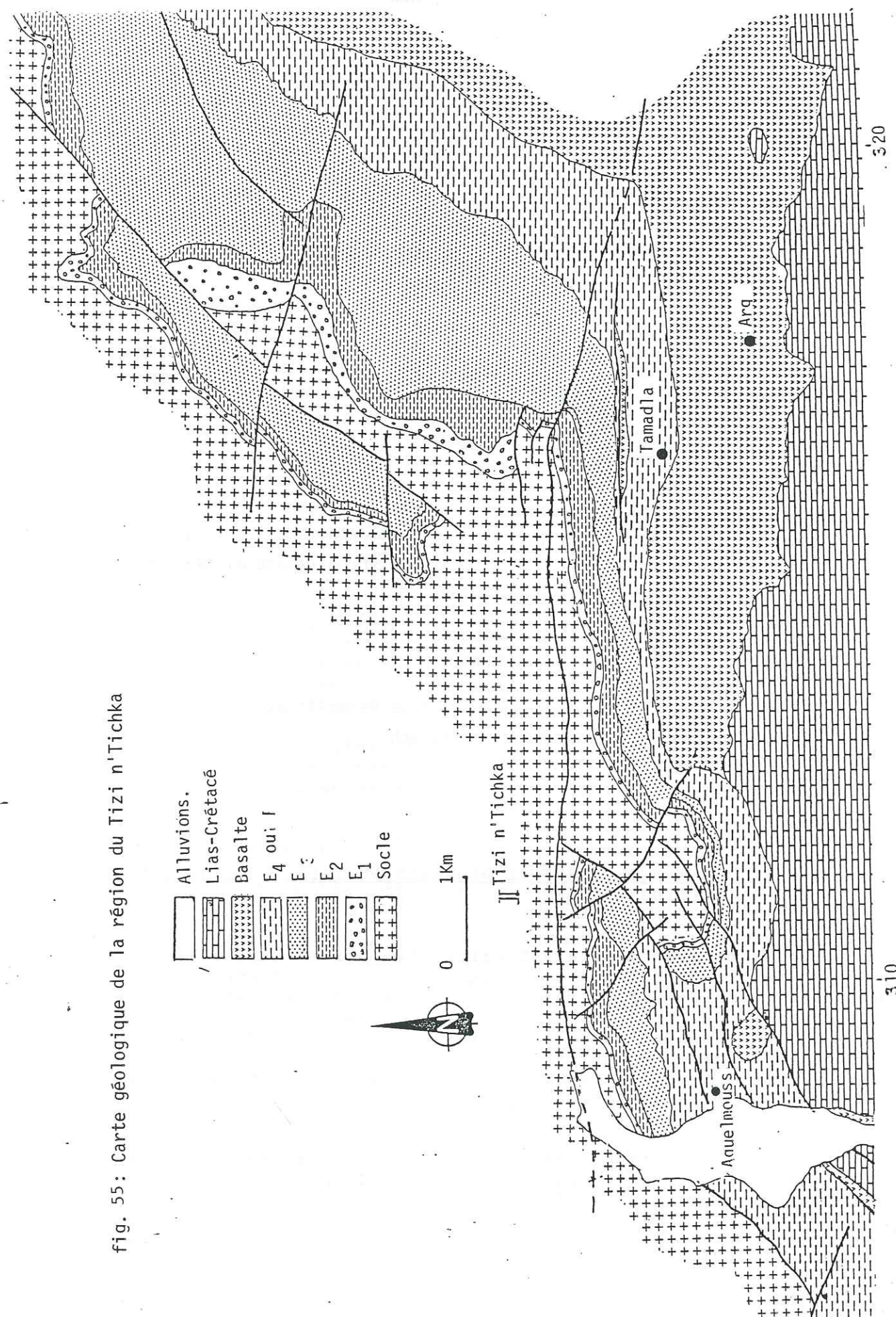


fig. 55: Carte géologique de la région du Tizi n'Tichka

* Biron (1982) attribue l'apparition des accidents N20 au sommet de la formation des grès de l'Oukaïmeden à une phase décrochante sénestre sur les accidents N70 d'âge carnien. Il a proposé par conséquent le système en relais de S. Reynaud comme modèle d'ouverture des bassins permo-triasiques dans le flanc nord de la chaîne.

* Laville et Petit (1984), propose un modèle général (Fig. 59) basé sur des coulissements le long d'accidents majeurs N120 puis N90. L'axe de compression principal Z subit une rotation anti-horaire passant de l'ENE-WSW à l'époque des grès de l'Oukaïmeden, à NE-SW au Lias. Cette dernière direction est contemporaine de la mise en place des dykes doléritiques.

* Récemment une phase compressive d'âge "stéphano-permien" a été décrite dans le flanc nord de la chaîne entraînant le rajeunissement des reliefs. Au Trias, dans le bloc d'Imi n'Tanout, le régime tectonique est purement distensif, les axes X (N120) et Y sont portés par le plan horizontal, l'axe Z étant par conséquent proche de la verticale. Ce régime distensif entraîne la création de failles N45 E puis N20 E (J. Ferrandini et al, 1987).

* F. Médina (1988) propose le même régime distensif que précédemment pour les dépôts triasiques du couloir d'Argana et exclut le modèle en "pull-apart" proposé pour le Haut Atlas dans le cas de ce bassin. Il montre que la distension NW-SE est plus récente que la distension NNW-SSE.

Les résultats obtenus dans le flanc sud du Haut Atlas de Marrakech sont comparables à ceux décrits dans la région d'Imi-Tanout et du bassin d'Argana.

La conjugaison des observations stratigraphiques, cartographiques et microtectonique permet d'envisager une structure en hemigraben pour le flanc sud, complexe, guidée par les accidents pré-existants, dans un contexte de prérifting précédant l'ouverture de l'Atlantique. Les mouvements décrochants E-W seraient alors d'âge plus récents, au passage Trias-Lias (Holtzen et al, 1988) comme en témoignerait la mise en place de dykes N60, visible à l'Ouest du village d'Agouim.

5.5. Le problème des accidents N20 d'Eç-çour :

Cette direction de fracturation est considérée par de nombreux auteurs, comme néoformée au Trias. Néanmoins plusieurs remarques peuvent être faites à son sujet:

. Sur ce flanc sud, elle est concentrée dans le bassin d'Eç-çour où elle affecte aussi bien le socle que la série triasique.

. Cette direction a fonctionné à l'Hercynien dans la

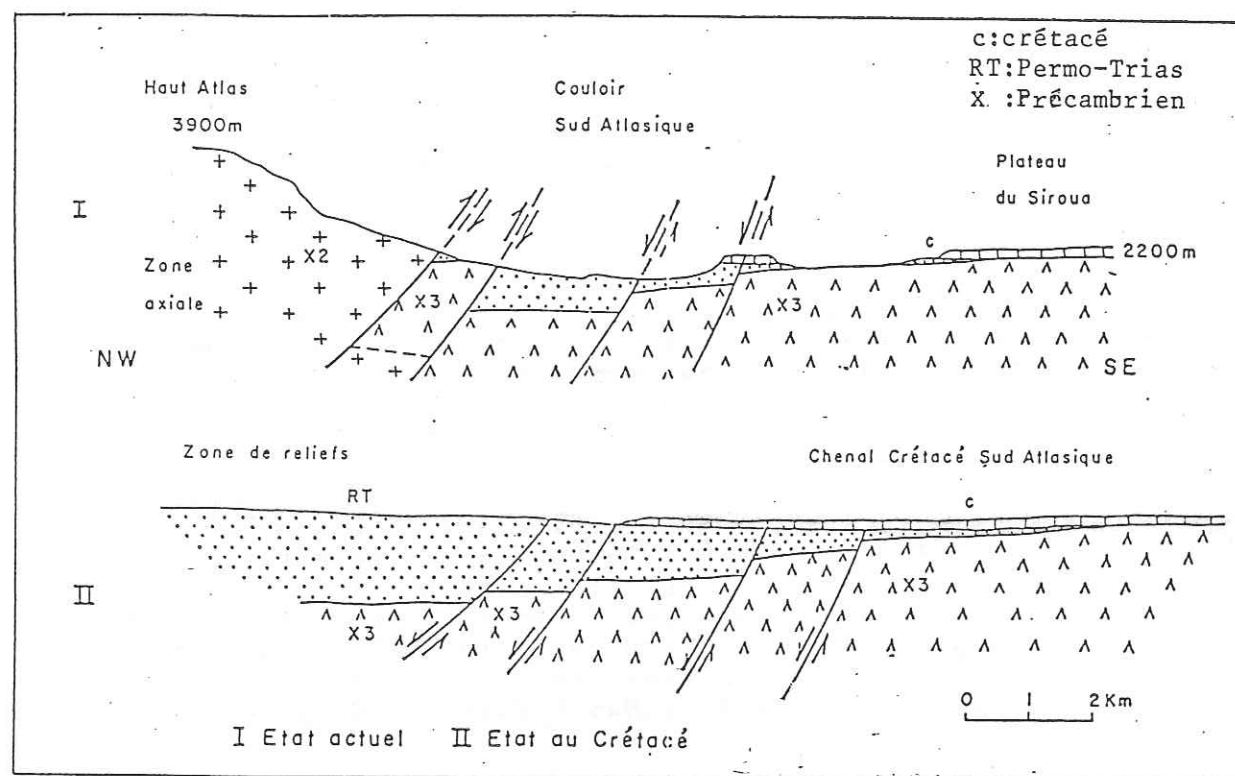


Fig. 57: Schéma interprétatif de la bordure sud du Haut Atlas de Marrakech (Bassin d'Eç-çour) d'après F.Proust (1973).

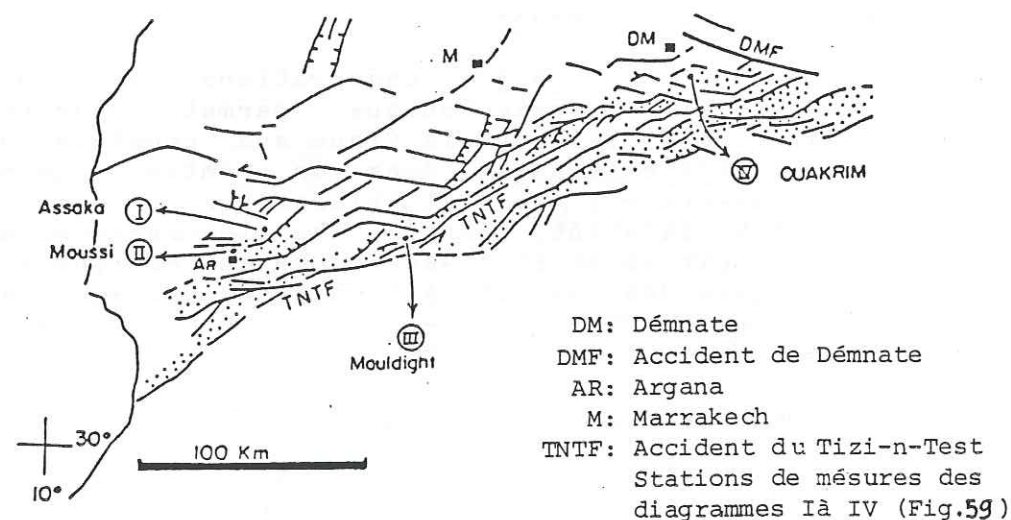


Fig 58 Les accidents synsédimentaires des bassins Triasiques du Massif Ancien du Haut Atlas de Marrakech, d'après E. Laville et al (1984).

méséta occidentale ainsi que dans le Massif du Tichka. Dans le Haut Atlas, elle sépare un couloir à paléozoïque schistosé et granitisé d'un autre couloir structuré en blocs (A. Michard et al, 1981; J.L. Lagarde, 1985).

Dans le H.A.M. cette direction correspond à un couloir linéamentaire encadrant le bassin d'Eç-çour et traversant la chaîne de part en part (J. Ferrandini, com. orale, 1988).

Dans le couloir d'Argana et la région de l'Ourika, cette direction recoupe certaines formations triasiques.

Cette direction est signalée également à l'Est dans la meseta orientale (Elmi S. 1978).

Ces remarques montrent d'une part que la direction NNE-SSW est localement héritée de l'orogénèse varisque et d'autre part qu'elle est sub-perpendiculaire à la direction moyenne d'extension régionale. Les deux phénomènes, héritage et néoformation, peuvent donc se conjuguer.

5.6. Conséquences de la tectonique triasique :

* Une structure du flanc sud en hémigraben étroit entraîne la présence d'un horst à l'emplacement du massif ancien, conséquence du découpage en lanières du Haut Atlas occidental.

* La présence d'un Trias épais dans l'Adrar n'Ouzlim et le passage des accidents N60 à travers l'axe de la chaîne montre que certains de ces bassins triasiques du flanc sud se sont développés suivant une direction oblique par rapport à l'axe actuel de la chaîne.

* La réduction de la série vers le SW s'accorde avec un bassin en hémigraben ouvert globalement vers le NE.

* La jonction entre les deux flancs se fait par l'intermédiaire des accidents E-W. Une étude de cette liaison pourra faire l'objet de nos prochains travaux.

* Dans le bassin d'Eç-çour la fracturation NNE-SSW est probablement héritée et amplifiée au cours de la période d'extension triasique.

6. L'ACCIDENT SUD ATLASIQUE :

Le secteur du flanc sud qui fait l'objet de cette étude est situé à l'emplacement de ce qui est communément connu sous le nom "d'accident sud-atlasique" limite majeur entre le craton Ouest africain et la chaîne atlasique. De nombreux auteurs lui ont attribué un rôle majeur dans les reconstitutions

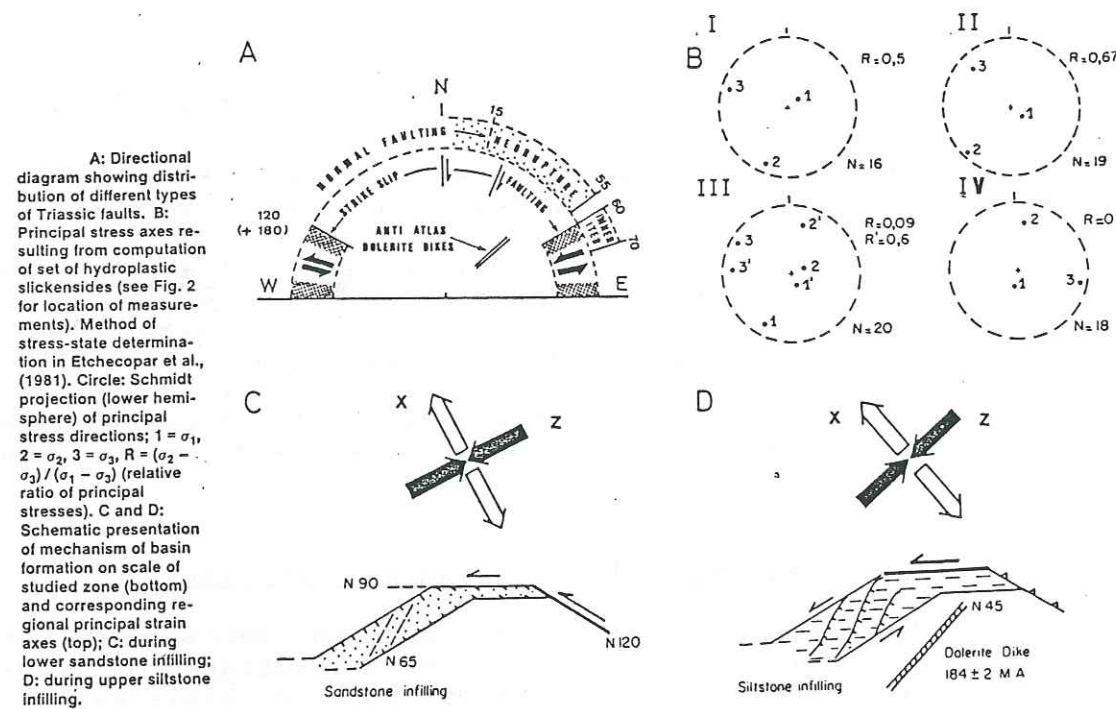


Fig. 59 Modèle d'ouverture des bassins triasiques du Haut Atlas, d'après Ed. Laville et al (1984)

paléogéographique. Lors de l'ouverture de l'Atlantique central. A l'échelle cartographique, un seul accident a pu être décrit sur une grande distance depuis la région du Tifnout au SW jusqu'au Tizi n'Tichka au NE et correspond à l'accident de Tidili. D'autres accidents de moindre étendue ont été relevés dans ce secteur. Cependant aucun décrochement dextre n'a été observé ni dans le Trias, ni dans la couverture plus récente, qui puisse justifier le rôle qui lui a été attribué récemment (Manspeizer et al., 1988) dans cette reconstitution paléogéographique.

On ne peut donc que constater l'absence d'un accident sud atlasique qui aurait permis le coulisement post-triasique du Maroc septentrional par rapport au craton Ouest Africain. Une telle constation déjà émise par de nombreux auteurs (Petit, 1976; Jenny, 1983) est confirmée par des études géophysiques (Bernardin, 1988). Ces études montrent le relèvement progressif du Moho sous le tracé de l'accident sud-atlasique et l'absence d'une variation de vitesse appréciable dans la croûte de part et d'autre de cet accident, prouvent le peu de variation de densité et probablement de la nature de la croûte entre les deux compartiments. Cela va à l'encontre de l'hypothèse selon laquelle le bloc atlasique aurait subi un coulisement de grande ampleur le long d'un accident sud-atlasique. Le déplacement de 200 km envisagé (Mattauer et al., 1977) suppose en effet la mise en contact de croûte d'origine et donc probablement de nature différente.

7. CONCLUSION :

Le flanc sud du Haut Atlas correspond à un héli-graben triasique de direction générale SW-NE, structuré sur des accidents hérités pour la plupart. Le rejet principal en faille normale est sur les accidents N60 dans la partie occidentale et sur les accidents N100 dans la partie orientale. Cet héli-graben s'est développé dans un régime distensif et fragmenté en horst et graben par des accidents N120 ainsi que des paléoreliefs de direction N110.

La relation entre cet héli-graben haut atlasique méridional et son équivalent septentrional correspond au "pont de Telouet" et coïncide avec l'importance que prennent les accidents N100 dans la sédimentation.

Une telle structure suppose la présence d'un horst à l'emplacement du massif ancien et implique un découpage en lanières du Haut Atlas dès l'époque triasique.

Les données de terrains et la diversité des contextes structuraux locaux ne nous permettent pas d'appliquer de manière satisfaisante les modèles en relais (S. Reynaud, 1982) ou en "pull-appart" (Laville et al., 1984).

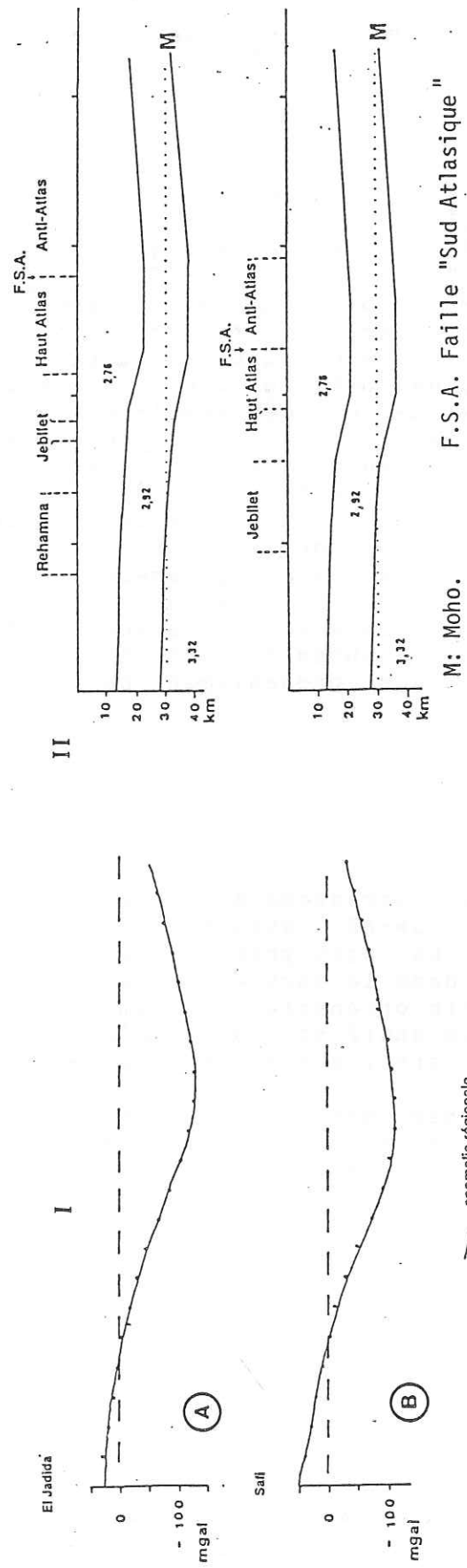


Fig. 60:

I- Profils séries de l'anomalie gravimétrique régionale.

II- Modèles gravimétriques correspondant aux profils I.

III- Localisation des profils.

d'après C. Bernardin, 1988.

PALEO GEOGRAPHIE ET CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La cartographie, l'étude lithostratigraphique et sédimentologique de la série "permo-triasique" du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech permettent d'établir les caractéristiques de cette région et d'en tracer la paléogéographie.

Une subdivision de cette série en quatre formations a été proposée :

La formation E1 est essentiellement conglomératique à éléments anguleux du socle, caractéristique d'un transport de type "mass flow" et d'une sédimentation de type piémont qui peut évoluer vers un milieu plus calme de type "alluvial plain" alimenté par un système de chenaux en tresse. La présence de paléosols à tous les niveaux confirme le caractère continental de cette formation.

La formation E2 est d'abord conglomératique. Elle se poursuit par des silts massifs rouges qui localement marquent une évolution vers le milieu supratidal.

La formation E3 est marquée par une nette prédominance des grès. Elle évolue d'un milieu fluviatile (de chenaux en tresse) vers un milieu deltaïque, voire localement littoral.

La formation E4 est essentiellement silto-argileuse, infiltrée localement par de rares évaporites. Elle est cachetée par les coulées basaltiques qui marquent la fin de la série "permo-triasique".

Le flanc nord du Haut Atlas de Marrakech (secteur de l'Arbâa n'Tighadiwyn) est comparable à la série classique de la zone subatlasique septentrionale. La zone axiale de ce Haut Atlas constitue une transition entre les deux flancs de la chaîne.

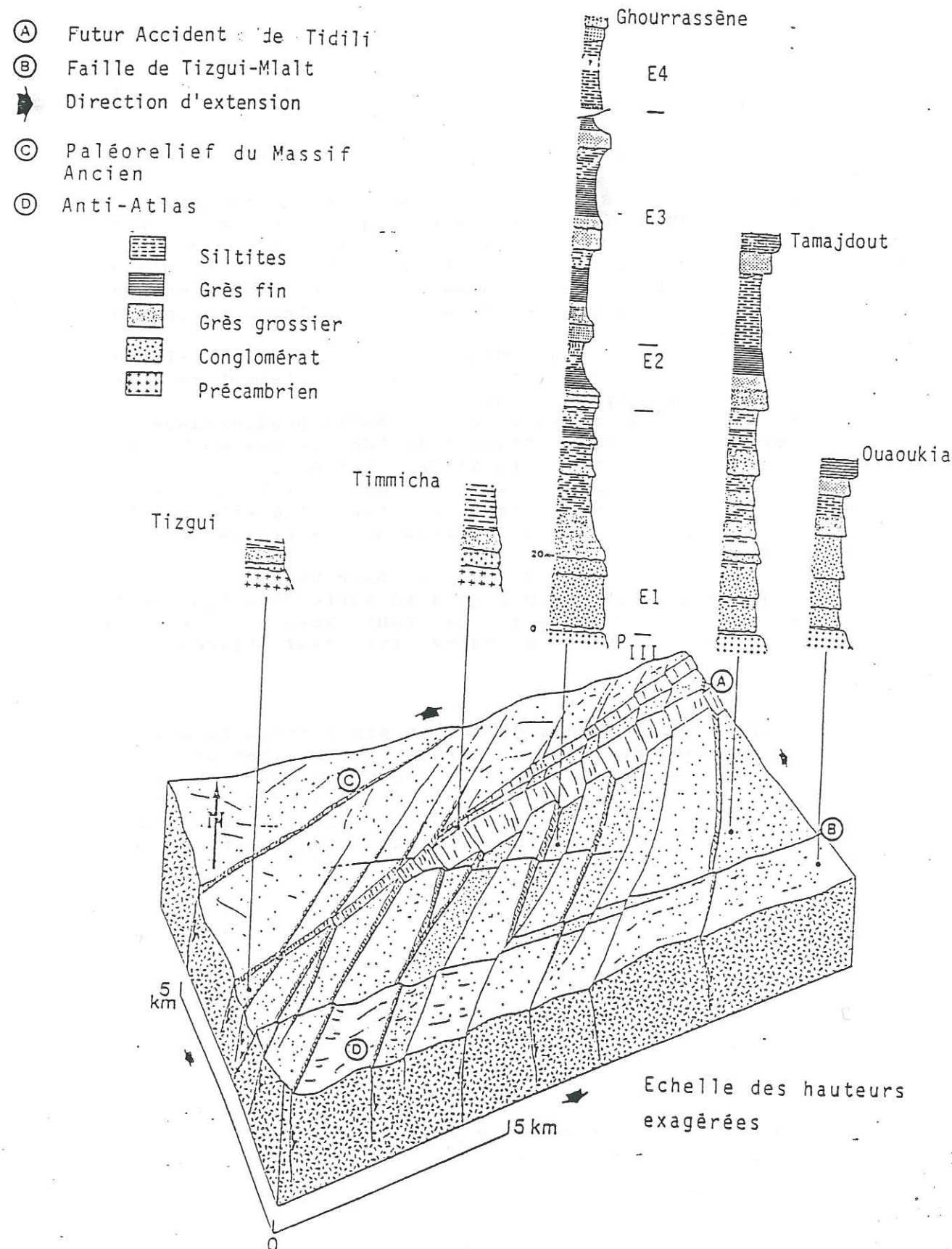
Cette étude a aussi permis d'établir des corrélations entre des bassins apparemment très différents et de montrer que le flanc sud du Haut Atlas de Marrakech a constitué un réel bassin complexe ouvert vers le NE, dont le caractère confiné de sebkha est attesté par l'étude des éléments traces (Bore, Gallium et Lithium). Ce confinement explique la rareté des fossiles.

Une corrélation de ces formations E1 à E4 avec la série classique (F1 à F6) du flanc nord de la chaîne est proposée. Cette corrélation a permis de placer cette série dans le Trias supérieur depuis la formation E2 jusqu'au début des coulées basaltiques. En l'état actuel de nos connaissances, on ne peut attribuer d'âge précis (Permien? Trias?) à la formation E1.

Les directions des courants d'apports ont été déterminées dans les niveaux gréseux ou conglomératiques :

L'alimentation de la formation inférieure (E1) est essen-

Fig. 61. Bloc diagramme schématique illustrant le fonctionnement tectono-sédimentaire du bassin d'Eç-çour (Etat au début de la formation E4).



tiellement assurée à partir d'une province méridionale (Anti-Atlas) et, secondairement, à partir d'une province septentrionale (Massif Ancien du Haut Atlas, Fig. 49 à 50). Dans la formation E3, à ces courants d'apports s'ajoute une direction NE-SW due à un courant longitudinal guidé par la structure du bassin.

Cette disposition en un couloir étroit, d'orientation SW-NE du flanc sud du Haut Atlas, favorise le piégeage de nappes aquifères magnésiennes qui permettent des encroûtements dolomitiques. Le calcium demeure lié aux nappes aquifères qui caractérisent la bordure du bassin (nappes de versant). L'environnement qui régnait au cours du dépôt de la formation E1 (et E2 de la région d'Eç-çour), permet le développement des encroûtements dolomitiques par processus pédogénétiques dans un contexte climatique à saisons contrastées. Au cours du dépôt de la formation E3, une épigénie s'installe par diagenèse de nappes phréatiques proches de la surface. Ses battements expliqueraient le faciès de "dolomite baroque" et la zonation des dolosparites dans les vides ou traces de racines.

Une tectonique synsédimentaire se manifeste à toutes les échelles et les mesures des marqueurs des contraintes montrent un régime distensif guidé par la réactivation des structures héritées. Ce régime distensif entraîne la formation et la disposition en héli-graben de ce flanc sud, axé sur l'accident de Tidili. Ces résultats obtenus ne permettent pas l'application du modèle en "pull-apart" de manière satisfaisante à ce secteur. Des mouvements décrochants notables n'ont pu être observés dans le Trias du flanc sud. Ils sont à rechercher à une époque plus récente, probablement au passage Trias-Lias comme en témoignent les dykes intrusifs dans la série liasique à l'Ouest de la localité d'Agouim.

La réduction de la série triasique dans le bassin d'Eç-çour permet d'envisager une ouverture de l'héli-graben méridional vers le NE en direction de la Téthys. L'influence de l'Atlantique ne se faisait alors sentir que sur les bassins de la bordure atlantique (Tarfaya, Essaouira-Argana, et Doukkala). Ces deux secteurs l'un sous influence atlantique et l'autre sous influence téthysienne seraient séparés par un môle de direction subméridienne situé le long du massif du Tichka.

Un schéma paléogéographique mettant en évidence un dépôt triasique le long de deux héli-grabens, l'un au nord et l'autre au sud, séparés par le horst du massif ancien du Haut Atlas peut être proposé. Le découpage du Haut Atlas de Marrakech en lanières serait déjà acquis au moins de cette époque.

L'absence d'un accident "sud-atlasique" au sens de Mattauer et al (1977) est confirmée.

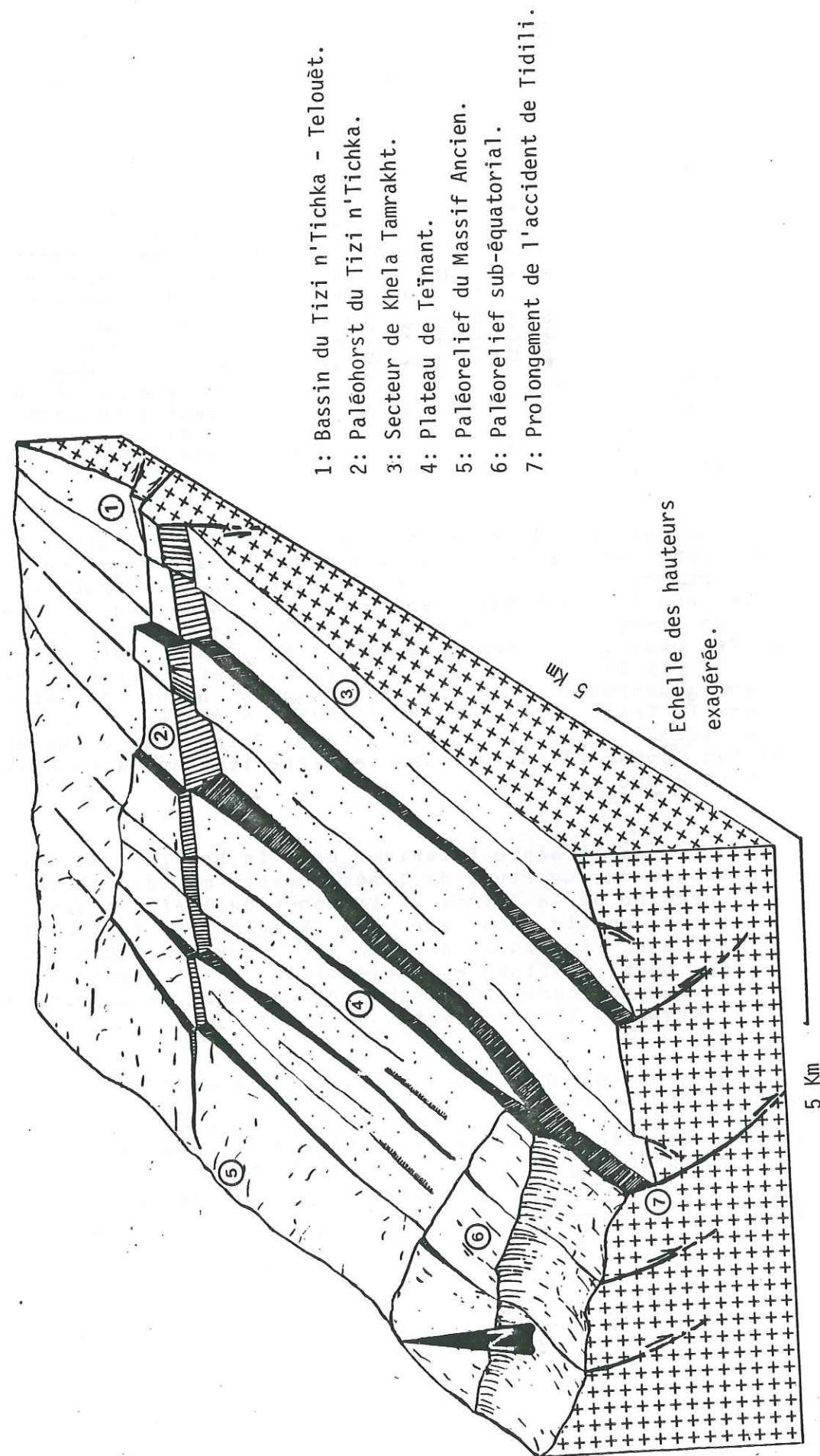


Fig. 62: Paléogéographie du bassin d'Ighrem n'Ougdal.

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES MATIERES

BIBLIOGRAPHIE

- ABDUL MUIN (1985) : Contribution à la géologie du bassin nord oriental de l'Ile de Java (Indonésie). Sédimentologie d'un bassin arrière arc. Thèse U.S.T.M. Grenoble I, 28/10/1985.
- ALLEN G.P. et MERCIER F. (1987) : Les deltas : Sédimentologie et exploration pétrolière. Bull. Soc. Géol. de France, t.III, n°7, pp. 1247-1269.
- ALGHOUTI A. (1984) : Etude sédimentologique du Trias et du Crétacé de la région d'Imini. in travaux du département de Géologie de la Faculté des Sciences de Marrakech, n°2.
- ARTRU P. et al (1968) : Evolution géochimique et diagénétique d'une série miogéosynclinale (Lias inf. au Berriasien) d'après l'étude du sondage de Valvignères (SE - France). Bull. centre rech. Pau -SNPA, vol.2, n°1, 1968, pp 101-116.
- ARTRU P. (1968) : Répartition du bore et de quelques éléments traces dans des bassins euxiniques du mio-géosynclinale alpin (Terres noires jurassiques, SE France). Bull. centre rech. Pau-SNPA, vol.2, n°1, 1968, pp 83-100.
- ARTRU P. (1972) : Les terres noires du bassin rhodanien (Bajocien sup. à Oxfordien moy). Stratigraphie, Sédimentologie, Géochimie. Thèse de Doctorat es-Sciences, Université Claude Bernard, Lyon, 10/03/1972.
- AMIEUX P. (1982) : La cathodoluminescence, méthode d'étude sédimentologique des carbonates. Bull. centre rech. Elf-Aquitaine Pau, vol. 6, n°2, 1982.
- BAOUCH S. (1984) : Etudes des Ignimbrites et roches associées du massif de Tircht (Haut Atlas Occidental). Thèse de 3° Cycle, Université de Nancy I.
- BASTIDA J. - INGLES M. - ORTI F. (1987) : Observaciones sobre mineralogia y geodynamica de lutitas del keuper de valencia. Cuadernos geologia Iberica, vol.11, pp. 363-382, Madrid.
- BEAUCHAMP J. (1980) : Les calcrètes permo-triasiques du Haut Atlas. 8e R.A.S.T. Marseille, p.29.
- BEAUCHAMP J. et al (1982) : Reconstitution d'un milieu de sédimentation dans les molasses triasiques du Haut Atlas (Toufliht). Bull. Fac. Sci. Marrakech, vol.1, n°1, pp 47-57.
- BEAUCHAMP J. et PETIT J.P. (1983) : Sédimentation et taphrogénèse triasique au Maroc : L'exemple du Haut Atlas de Marrakech. Bull. centre de rech. Elf-Aquitaine, vol.7, n°1, pp. 389-397.

BEAUCHAMP J. (1983) : Le Permien et le Trias Marocain; quelques acquisitions récentes. Bul. Fac. Sci. Marrakech, 1, pp. 1-21.

BEAUCHAMP J. (1985) : Modalité de la transgression triasique au Maroc. 110^e Congrès national des sociétés savantes, Montpellier, Sciences, Fas. VI, pp 247-256.

BEAUCHAMP J. et PETIT J.P. (1986) : Upper Triassic rifting in High Atlas (Morocco). Sedimentology, vol. , December 1986.

BERNARDIN C. (1988) : Interprétation gravimétrique et structure profonde de la meseta marocaine et de sa marge atlantique. Trav. lab. Sci. Terre, S' Jérôme, Marseille, (B), n°29, 162 pp.

BERNASCONI R. (1983) : Géologie du Haut Atlas du Rich. Thèse de Doctorat es-Sciences, Neuchâtel.

BERTRAND H. et Westphal M. (1977) : Comparaisons géologiques et paléomagnétiques des tholéites du Maroc et de la côte Orientale de l'Amérique du nord : Implications pour l'ouverture de l'Atlantique. Bul. Soc. Géol. France, t. XIX, (7), n°3, pp. 513-520.

BERTRAND H. (1987) : New data on Mesozoic tholeiites in north-west Africa : Implications on their origin and geodynamic significance. Current research in African earth sciences, Matheis & Schandelmeyer eds. Rotterdam.

BIRON E. (1982) : Permo-Trias de L'Ourika : Lithostratigraphie, Tectonique, Minéralisations. Thèse de 3^e cycle, Institut Dolomieu, Grenoble I.

BIRON P.E. - GALL J.C. - PERRIAUX J. (1983) : Associations paléocéologiques d'eaux peu profondes dans le Trais supérieur du Haut Atlas Marocain. Paléogéographie comparée. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 296, Série II.

BOURGES P. (1987) : Sédimentation alluviale et tectonique extensive dans le Permien de Rodez. Thèse de Doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse III, 150p, 1 pl H.T.

CHOUBERT G. (1952) : Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. Notes et mém. serv. géol. du Maroc 100 et Congrès intern. d'Alger, 3e S., 77-194.

CHOUBERT G. ET MARCAIS J. (1956) : Les grands traits de la géologie du Maroc. Introduction au lexique stratigraphique du Maroc. Notes et mém. serv. géol. du Maroc n°134.

CORNEE J.J. - FERRANDINI J. - MULLER J. - SIMON B. (1987) : Le Haut Atlas paléozoïque: Un graben cambrien moyen entre deux décrochements dextres N60 E hercyniens (Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Série II, pp. 499-503.

COURTINAT B. (1982) : Sur quelques espèces du groupes des

circumpolles du Lias inf. de Tiguidart (Haut Atlas de Telouët). Bull. Fac. Sci. Marrakech, vol.1, n°1, pp. 58-62.

CURNELLE R. (1983) : Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-lias d'Aquitaine. Bull. centre rech. Elf-Aquitaine, vol.7, n°1, pp. 69-99.

DELFAUD J. (1984) : Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation. Bul. centre rech. Elf-Aquitaine.

DE PACHTERE P. (1983) : Le volcanisme Permien et Fini-triasique dans le Haut Atlas de Marrakech (Maroc). Approche pétrologique et géodynamique. Thèse de 3^e cycle, Institut Dolomieu, Univer. de Grenoble I.

DRESCH J. (1952) : Le Haut Atlas occidental, in : Aspects de la géomorphologie du Maroc. Notes et mém. serv. géol. du Maroc, n°96.

DU DRESNAY R. (1987) : Répartition des dépôts carbonatés du Lias inférieur et moyen le long de la côte atlantique du Maroc : Conséquences sur la paléogéographie de l'Atlantique naissant. Journal of African Earth Sciences, vol.7, n°2, pp. 385-396.

DUTUIT J.M. (1976) : Introduction à l'étude paléontologique du Trias continental marocain. Description des premiers stégocéphales recueillis dans le couloir d'Argana (Atlas Occidental). Mem. Mus. Hist. Nat., C, Sci. terre, 36, 253 p.

EL ARABI E.H. - BEAUCHAMP J. - FERRANDINI J. - PERRIAUX J. - TRUC G. (1987) : Remplissage détritique d'un bassin continental au Trias, l'exemple du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech. 8th IAS Regional meeting of sedimentology, Marrakech, 1987.

ELMI S. (1972) : Instabilité des Monts de Tlemcen et de Rhar Roubane pendant le Jurassique, interprétation paléogéographique. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., tXIV, pp. 220-222.

EL YOUSSE M. (1986) : Sédimentologie et paléogéographie du Permo-Trias du Haut Atlas Central (Maroc). Thèse de Doctorat de l'Université de Grenoble I, Institut Dolomieu, 186 p.

EL YOUSSE M. - BEAUCHAMP J. - PERRIAUX J. - TRUC G. (1987) : De la sédimentation continentale à la sédimentation margino-littorale: Le Permo-Trias du Haut Atlas Central. 8th IAS Regional meeting of sedimentology, Marrakech, 1987.

FADILE A. (1987) : Structure et évolution alpine du Haut Atlas central sur la transversale Aghbala - Imilchil (Maroc). Université Paul Sabatier, Thèse de Docteur-Ingénieur, 185 pp, 2 pl. h. t.

FAUGERES E. et al (1986) : Bassins asymétriques en extension pure et en décrochements : Modèles expérimentaux. Bull. centre rech. Elf-Aquitaine, vol.10, n°1,

FERRANDINI J. - CORNEE J. J. - SABER H. (1987) : Mise en évidence d'une compression subméridienne d'âge permien probable dans le massif ancien du Haut Atlas Occidental (Maroc). Evolution de l'ellipsoïde de déformation depuis l'orogénèse hercynienne jusqu'à la distension triasique. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 304, série II, n°20.

FRIEDMAN G. M. (1967) : Dynamic processus and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sand. Journal of Sedimentary petrology, vol. 37, n°2, pp. 327-354.

FRIEDMANN G. M. (1979) : Differences in size distributions of populations of particules among sands of various origins. Sedimentology, 26, pp. 3-32.

GALL J. C. (1971) : Faunes et paysages du grès à Voltzia du nord des Vosges. Essai paléocéologique sur le Bundsandstein sup. Université Louis Pasteur, Strasbourg, mém. serv. carte géol. Alsace-Lorraine, n°34.

GALL J. C. - HAGUENAUER B. - HILLY J. - PERRIAUX J. (1975) : Environnements continentaux et marins du Trias et du jurassique de l'Est du Bassin de Paris. Excursion 8. IX^e Congrès international de sédimentologie, Nice.

GAND G. - PERRIAUX J. (1988) : La formation post-hercynienne des grès de Flumet (Massif de Belledonne, Alpes Françaises). Géologie Alpine, t. 64.

GUERY F. et al (1986) : Evolution tectono-sédimentaire du bassin Portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Péniche (Estremadure). Bull. centre rech. Elf-Aquitaine, vol. 10, n°1.

HAGUENAUER B. (1973) : Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du bassin du Tage (Portugal). Thèse Université de Nancy I.

HEITZMANN P. (1987) : Le Trias dans le Haut Atlas Central de Midelt-Imilchil (Maroc). Lithostratigraphie et signification tectonique. Eclogae Géol. Helvetiae, vol. 80, n°3, pp. 669-684. Bâle.

HERBIG H. G. (1987) : The paolgene of the Atlas system (Morocco) : Facies control by eustacy and synsedimentary tectonics. Current research in African earth sciences, Matheis & Schandelmeier eds, Rotterdam.

HOLTZAPFFEL T. (1985) : Les minéraux argileux; préparation, analyse diffractométrique et détermination. Société géologique du nord, publ. n°12.

HUVELIN P. (1971) : Indices cuprifères liés aux bois fossiles

dans les basaltes du Permo-Trias, région du Jbel Anrhommer (Haut Atlas de Demnate, Maroc). Notes et mémoires du serv. géol. Marocain, t. 31, n°237, pp. 233-237, 5 fig.

JEANNETTE D. et PIQUE A. (1981) : Le Maroc hercynien : Plateforme disloquée du craton Ouset-Africain. C.R. Acad. Sci. Paris, 293, pp. 79-82.

JENNY J. et LEMARREC A. (1980) : Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Ait Tamllil (Haut Atlas Central, Maroc). Eclogae Geologicae Helvetiae, vol. 73, 3, pp. 681-696.

JENNY J. (1983) : Les décrochements de l'Atlas de Demnate (Haut Atlas Central, Maroc) : Prolongation Orientale de la zone de décrochement du Tizi n'Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. Eclogae Geologicae Helvetiae, vol. 76, 1, pp. 243-251.

KLITGORD K. D. - HUTCHINSON D. R. - SCHOUTEN H. (1988) : U.S. Atlantic Continental Margin, Structural and tectonic framework. The Geological Society of America, vol. 1-2, 1988.

LAGARDE J. L. (1985) : Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post-viséenne de la meseta marocaine. Hercynica, I, 1, pp. 29-37.

LAVILLE E. - LESAGE J. - L. - SEGURET M. (1977) : Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas Marocain. Aperçu sur la tectonique hercynienne et tardi-hercynienne. Bull. Soc. Géol. France, t. XIX, (7), n°3, pp. 527-539.

LAVILLE E. (1980) : Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut Atlas Marocain (Boutonnière de Skoura, nappe de Toundout). Notes et Mémoires du Serv. géol. Marocain, t. 41, n°285, pp. 81-183.

LAVILLE E. (1981) : Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut Atlas Marocain au cours des temps Triasique et Liasique. Bull. Soc. Géol. France, XXIII, n°3, pp. 303-312.

LAVILLE E. - PETIT J. P. (1984) : Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of Moroccan Triassic basins. Geology, vol. 12, pp. 424-427.

LAVILLE E. (1985) : Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc). Modèle en relais multiples de décrochements. Thèse de doctorat es-Sciences, U. S. T. L. Montpellier.

LE RIBAUT L. (1975) : L'exoscopie, méthode et applications. Notes et mémoires, Total C. P. F. n°12.

- LOMBARD A. (1956) : Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris, Masson & C^{ie}, 722 pp.
- LOMBARD A. (1972) : Séries sédimentaires, Genèse et évolution. Masson & C^{ie}, 425 pp.
- MÄKEL G.H. (1985) : The geology of the Malaguide complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif Orogen (Southern Spain and Northern Morocco). Gua Papers of Geology, Series 1, n° 22.
- MANSPEIZER W. & COUSMINER L.H. (1988) : Late Triassic - Early Jurassic synrift basin of the U.S. Atlantic margin. The Geology Society of America, vol. 1-2, 1988.
- MANSPEIZER W. (1988) : A stratigraphic record from Morocco and North America of rifting, drifting and Tethyan transgressions of the central proto-atlantic. Journal of African Earth Sciences, vol. 7, n°2, pp. 369-373.
- MATTAUER M. - TAPPONNIER P. - PROUST F. (1977) : Sur les mécanismes de formations des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bull. Soc. Géol. France, t. XIX, (7), n°3, pp. 521-526.
- MATTIS A.F. (1975) : Non marine triassic sedimentation central atlas mountains, Morocco. Thesis Rutgers Univ. New Brumsw, N.J, 75 pp.
- MEDINA F. (1988) : Tilted-blocks pattern, paleostress orientation and amount of extension, related to triassic early rifting of the Central Atlantic in the Amzri area (Argana basin, Morocco). Tectonophysics, 148, pp. 229-233.
- MERMET V. - PERRIAUX J. - TANE J.L. - TOUTIN MORIN N. (1988) : Le détritisme tardi- et post-hercynien des bassins carbonifères, permians et triasiques du SE de la France.
- MICHARD A. (1976) : Eléments de géologie Marocaine. Notes et mémoires du service géologique du Maroc, n°252.
- MILLOT G. (1964) : Géologie des argiles ; Masson & C^{ie}
- MORET L. (1930) : Carte géologique provisoire de l'Atlas de Marrakech. Notes et mém. serv. géol. Maroc.
- MORET L. (1931) : Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. Notes et mém. serv. géol. Maroc.
- MOSSER C. (1980) : Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, mém. n° 63.
- OUARHACHE D. (1987) : Etude géologique dans le Paléozoïque et le

- Trias de la bordure NW du Causse moyen-atlasique (S et SW de Fes, Maroc). Thèse de 3^e cycle, Toulouse.
- PALAIN C. (1976) : Une série détritique terrigène : Les grès de Silves, Trias et Lias du Portugal. Servicios Geologicos de Portugal.
- PASSEGA R. (1963) : Analyses granulométriques, outil géologique pratique. Revue Institut Français du pétrole.
- PERETSMAN G.C. - HOLSER W.T. (1988) : Geochemistry of Moroccan evaporites in the setting of the north atlantic rift. Journal of African Earth Sciences, vol. 7, n°2, pp. 375-383.
- PERRIAUX J. (1961) : Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Mém. Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, n°18.
- PERRIAUX J. (1975) : Faciès flysch et faciès molasse. Essai de caractérisation. IXe Congrès international de sédimentologie, Nice.
- PETIT J.P. (1976) : la zone de décrochement du Tizi n'Test et son fonctionnement depuis le Carbonifère. Thèse de spécialité, U.S.T.L. Montpellier.
- PETIT J.P. et GANEVAL J. (1980) : Objets tectono-sédimentaires liés à la distension dans les bassins permo-triasiques du Haut Atlas Occidental (Maroc). 8^e R.A.S.T. Marseille, p. 279.
- PETIT J.P. et BEAUCHAMP J. (1986) : Synsedimentary faulting and paleocurrent patterns in the triassic sandstones of the High Atlas (Morocco). Sedimentology, vol 33, n°6, pp. 817-829.
- PIQUE A. et MICHARD A. (1981) : Les zones structurales du Maroc hercynien. Bul. Sci. Géol. Strasbourg, 34, 2, pp. 135-146.
- POTTER P.E. et PETITJOHN F.J. (1977) : Paleocurrent an basin analysis. Springer, Berlin, 425 pp.
- PROUST F. (1973) : Etude stratigraphique, petrographique et structurale du bloc oriental du Massif ancien du Haut Atlas (Maroc). Notes et Mémoires du serv. géol. du Maroc, t. 34, n°254, pp 15-53.
- PROUST F. et al (1977) : L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). Bul. Soc. Géol. Fr (7), t. XIX, n°3, pp. 541-551.
- RADKE B.M. et MATHIS R.L. (1980) : On the formation and occurrence of saddle dolomite. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 50, n°4, pp. 1149-1168.
- REINECK H.E. et SINGH J.B. (1973) : Depositional sedimentary environments. Springer verl, Berlin - New York, 439 pp. 579

REINECK H.E. et SINGH J.B. (1975) : Depositional sedimentary environments with to terrigenous clastics. Springer-verlag, Berlin.

RISACHER F. (1984) : Origine des concentrations extrêmes en Bore et en Lithium dans les saumures de l'Atiplano Bolivien. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 299, série II, n°11.

RIVIERE A. (1977) : Méthodes granulométriques : techniques et interprétation. Masson.

ROCH E. (1939) : Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. Notes et Mém. Serv. Géol. Marocain, n°51, 38 pp.

ROCH E. (1930) : Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. Notes et mém. serv. géol. Maroc.

RUSSO P. et L. (1934) : le grand accident sud atlasien. Bul. Soc. Géol. France.

SAADI M. (1976) : Les minéralisations cuprifères de la région de l'Oued Zat. Mines et géologie, Rabat, n°39.

SCHAER J.P. (1962) : Problèmes de granitisation dans la partie occidentale du Massif ancien du Haut Atlas. C.R. Acad. Sci. Paris,

SCHAER J.P. (1964) : Aspects de la tectonique dans le bloc occidental du Massif ancien du Haut Atlas. C.R. Acad. Sci. Paris,

SCHAER J.P. (1966) : Interférence entre les structures du socle et celles de la couverture dans le Haut Atlas Marocain. Etages tectoniques, Colloque de Neuchâtel, La Baconnière.

SALVAN M.H. (1974) : Les séries salifères triasiques du Maroc. Comparaison avec les séries homologues d'Algérie et de Tunisie. Nouvelles possibilités d'interprétation. Notes et Mém. Serv. Géol. Marocain, n°255, t. 35, pp 7-25.

SASSI S.- TRIAT J.-M. - TRUC G. - MILLOT G. (1984) : Découverte de l'Eocène continental en Tunisie centrale : La formation de Jbel Chambi et ses encroûtements carbonatés. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 299, série II, n°7.

SPY-ANDERSON F.L. (1981) : Dolocrètes et nodules dolomitiques. Résultats de la dolomitisation directe, en milieu continental de sédiments terrigènes de la "formation bariolée supérieure" (Keuper) de la région des Vans (Ardèche, SE de la France). Bul. B.R.G.M., section I, n°3, 1980-1981, pp. 195-205. 5 fig. 1 pl.

THIRY M. (1981) : Sédimentation continentale et alteration associée Calcifications, ferruginisations et silicifications. les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. Université Louis Pasteur de Strasbourg, mém. n°64.

TIXERONT M. (1973) : Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes syngénétiques permotriasiques du couloir d'Argana (Haut Atlas Occidental). Notes et Mém. Ser. Géol. Marocain, t. 33, n°249, pp 147-176.

TRAUTH N. (1977) : Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, mém. n°49.

TRIAT J.M. et TRUC G. (1983) : Le rôle des failles N50 dans la sédimentation des temps méso- et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du bassin SE de la France. Bull. centre rech. Elf-Aquitaine, vol. 7, N°1, pp. 425-432.

TRUC G. (1975) : Les encroûtements carbonatés liés à la pédogénèse. Rôle important des microorganismes: Biocorrosion et biosynthèse de la calcite en milieu pédologique confiné. IX^e Congrès International de Sédimentologie, Nice.

TRUC G. (1975) : Sol à profil calcaire différencié et pellicules rubanées dans le paléogène du SE de la France. Colloque "Type de croûtes calcaires et leur répartition régionale", Strasbourg, 1975, pp. 108-113, 4 fig.

TRUC G. - TRIAT J.-M. - SASSI S. - PAQUET H. - MILLOT G. (1985) : Caractères généraux de l'épigenèse carbonatée de surface par altération météorique liée à la pédogénèse, et par alteration sous couverture liée à la diagenèse. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 300, série II, n°7.

VEROSUB K.L. - MOORES E. (1981) : Tectonic rotation in extensional regimes and their paleomagnetic consequences for Oceanic Basalts. Journal of Geophysical Research, vol. 86, n° B7, pp. 6335-6341.

VERDIER J. (1971) : Etude géologique des basaltes doléritiques du Trias du barrage de Moulay Youssef au site des Aït Adel sur l'Oued Tessaout, Haut Atlas, Maroc. Notes et Mém. Ser. Géol. Marocain, t. 31, n°237, pp 241-272.

VIALON P. et al (1976) : Eléments de tectonique analytique. Masson.

VOGEL D. - MISSOTEN R. - DESUTTER F. (1980) : Carte géologique de l'Oukaïmeden-Toubkal au 1/100.000 et note explicative.

WANG J. (1986) : Contribution à la connaissance sédimentologique des formations miocènes marines des deux bassins du SE de la France: Sommières (Gard), Crest (Drôme). Thèse de Doctorat de l'Université de Perpignan.

CARTES TOPOGRAPHIQUES ET GEOLOGIQUES CONSULTEES

Carte géologique du Maroc au 1/500.000; Feuilles de Ouarzazate (1957) et de Marrakech (1959).

Carte géologique au 1/200.000 de Telouet - Ouarzazate.

Carte géologique au 1/100.000. feuille "Oukaïmeden-Toubkal". (1980).

Carte géologique de l'Atlas de Marrakech au 1/200.000.

Cartes topographiques au 1/100.000 : feuilles de Telouet, de l'Oukaïmeden-Toubkal.

Cartes topographiques au 1/50.000 : Feuilles d'Arbâa n'Tighadiwyn, de Zerekten et de Telouët.

TABLE DES MATIERES

Avant propos	
Résumé.....	1
Abstract.....	2
INTRODUCTION.....	3
Chap. I. LITHOSTRATIGRAPHIE	
1. Introduction.....	9
2. Le flanc sud du Haut Atlas de Marrakech.....	9
2.1. Précambrien supérieur.....	9
2.2. Paléozoïque.....	10
2.3. Terrains "permo-triasiques".....	10
2.3.1. Région d'Eç-çour.....	10
2.3.1.1. Cadre géographique.....	10
2.3.1.2. Coupe de Ghourrassène.....	10
2.3.1.3. Variations latérales vers le sud de Ghourrassène.....	14
2.3.1.4. Variations latérales vers le NW.....	17
2.3.1.5. Conclusions.....	20
2.3.2. Région d'Ighrem n'Oudal	
2.3.2.1. Cadre géographique.....	20
2.3.2.2. Coupe type des terrains "permo-triasiques".....	20
2.3.2.3. Variations latérales.....	24
2.3.2.4. Conclusion.....	26
2.3.3. Région d'Imini.	
2.3.3.1. Cadre géographique.....	27
2.3.3.2. Coupe type de la région.....	27
3. ZONE AXIALE DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH.	
3.1. Cadre géographique.....	32
3.2. Les terrains anté-permo-triasiques.....	32
3.3. Terrains "permo-triasiques".....	32
3.3.1. Coupe type.....	35
3.3.2. Variations latérales.....	38
4. FLANC NORD DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH.	
4.1. Cadre géographique.....	41
4.2. Les terrains anté-permo-triasiques.....	41
4.3. Les terrains "permo-triasiques".....	41
4.3.1. Région de l'Est de l'Arbâa n'tighadiwyn.....	41
4.3.2. Caractères lithologiques de cette série.....	42
4.3.3. Variations latérales.....	43
5. PALEONTOLOGIE.	
5.1. Traces d'activités organiques.....	44
5.1.1. Traces d'invertébrés.....	44
5.1.2. Traces de végétaux.....	45
5.2. Traces de vertébrés.....	45
6. CONCLUSION.....	47
Chap. II. ANALYSE SEQUENTIELLE	
1. INTRODUCTION, METHODES ET DEFINITIONS.....	50
2. ANALYSE SEQUENTIELLE DE LA SERIE PERMO-TRIASIQUE DU FLANC SUD DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH.....	51
2.1. Séquences de 1er ordre.....	51

2.2. Séquences positives de 2e ordre.....	52
2.3. Séquences négatives de 2e ordre.....	58
2.4. Séquences de 3e ordre ou mésoséquences.....	60
2.4.1. Formation E1.....	60
2.4.2. Formation E2.....	62
2.4.3. Formation E3.....	66
2.4.4. Formation E4.....	67
2.5. Natures des limites entre les séquences de 3e ordre.....	67
2.6. Les séquences de 4e ordre.....	68
2.6.1. La séquence de 4e ordre inférieure.....	68
2.6.2. La séquence de 4e ordre supérieure.....	69
2.7. Séquence de 5e ordre.....	69
3. CORRELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS BASSINS DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH.....	69
4. CONCLUSION.....	72
Chap. III. FIGURES SEDIMENTAIRES ET PALEOCOURANTS	
1. FIGURES SEDIMENTAIRES.....	73
1.1. But et Méthodes.....	73
1.2. Figures sédimentaires observées à la base des bancs.....	73
1.3. Figures sédimentaires observées à l'intérieur des bancs.....	74
1.4. Structures visibles au sommet des bancs.....	76
2. RECONSTITUTION DES PALEOCOURANTS.....	78
2.1. But et méthodes.....	78
2.2. Résultats.....	78
2.2.1. Formation E1.....	78
2.2.2. Formation E2.....	78
2.2.3. Formation E3.....	82
3. APPORT DES PALEOCOURANTS A LA RECONSTITUTION PALEOGEOPHIQUE DE LA REGION.....	84
3.1. Formation E1.....	84
3.2. Formation E3.....	84
4. CONCLUSION.....	88
Chap. IV. GRANULOMETRIE	
1. INTRODUCTION.....	89
2. TECHNIQUES D'ANALYSES.....	89
3. REPRESENTATION DES RESULTATS.....	89
3.1. Courbes granulométriques.....	89
3.2. Indices granulométriques.....	90
3.3. Diagrammes conjuguants certains paramètres granulométriques.....	91
4. RESULTATS ET INTERPRETATIONS.....	96
4.1. Diagramme Q1-Md-Q3 de Douglas.....	96
4.2. Courbes de fréquences simples.....	97
4.3. Courbes des fréquences cumulées.....	97
4.4. Indices de classement.....	97
4.5. Indices d'asymétrie.....	103
4.6. Courbes des fréquences cumulées en unité de probabilité.....	103
4.7. Diagramme de Passega.....	104
4.8. Diagrammes de Friedman.....	105
5. CONCLUSION.....	108

Chap. V. EXOSCOPIE	
1. METHODES.....	109
2. RESULTATS.....	109

Chap. VI. ETUDE DE LA PALEOSALINITE	
1. GENERALITES.....	
1.1. Le Bore.....	112
1.2. Le Lithium.....	114
1.3. Le Gallium.....	114
2. METHODES.....	115
3. RESULTATS.....	117
3.1. Interprétations des résultats bruts.....	117
3.1.1. Le Lithium.....	117
3.1.2. Le Gallium.....	117
3.1.3. Le Bore.....	122
3.2. Interprétation des résultats d'après le 1er postulat.....	123
3.3. Interprétation des résultats d'après le 2e postulat.....	123
4. COMPARAISON AVEC DES TRAVAUX SIMILAIRES.....	127
5. CONCLUSION.....	128

Chap. VII. LES ENCROUTEMENTS, TEMOINS DU PHENOMENE DE DIAGENESE	
1. INTRODUCTION.....	129
2. CARACTERES MACROSCOPIQUES DES ENCROUTEMENTS.....	129
2.1. Bassin d'Eç-cour.....	129
2.1.1. Les encroûtements siliceux.....	129
2.1.2. Les encroûtements carbonatés.....	129
2.2. Bassin d'Ighrem n'Ougdal.....	132
2.2.1. Les encroûtements siliceux.....	132
2.2.2. Les encroûtements carbonatés.....	132
2.3. Bassin d'Imini.....	132
2.4. Bassin du Tizi n'Tichka.....	132
3. CARACTERES MICROSCOPIQUES DES ENCROUTEMENTS CARBONATES.....	133
3.1. Bassin d'Eç-cour.....	133
3.2. Bassin d'Ighrem n'Ougdal.....	136
3.3. Bassin d'Imini.....	136
3.4. Bassin du Tizi n'Tichka.....	137
4. CARACTERES MICROSCOPIQUES DES ENCROUTEMENTS SILICEUX.....	137
5. REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES ENCROUTEMENTS CARBONATES.....	137
5.1. Les encroûtements dolomitiques.....	137
5.2. Les encroûtements calcitiques.....	137
6. ORIGINES DES DIVERS TYPES D'ENCROUTEMENTS.....	139
6.1. Les encroûtements dolomitiques.....	139
6.2. Les encroûtements calcitiques et cas particulier du bassin d'Imini.....	139
7. CONCLUSIONS.....	141

Chap. VIII. TECTONIQUE	
1. INTRODUCTION.....	143
2. RAPPEL DES TRAITS MAJEURS DE L'EVOLUTION SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH.....	143
3. LES EVENEMENTS TECTONIQUES ANTE-TRIASIQUES ET L'IMPORTANCE DE L'HERITAGE STRUCTURAL.....	146

4. LA TAPHROGENESE TRIASIQUE SUR LE VERSANT SUD DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH.....	146
4.1. Localisation structurale du flanc sud	148
4.2. Arguments cartographiques d'une tectonique synsédimentaire permo-triasique.....	148
4.2.1. Failles principales.....	148
4.2.2. Les discordances.....	156
4.3. Caractères communs aux différents bassins.....	158
4.4. Conclusion partielle.....	158
5. ANALYSE MICROTECTONIQUE.....	160
5.1. Méthode.....	160
5.2. Objets tectoniques.....	160
5.3. Résultats.....	160
5.4. Modèles d'ouverture des bassins triasiques dans les terrains voisins.....	161
5.5. Le problème des accidents N20 d'Eç-çour.....	163
5.6. Conséquences de la tectonique triasique.....	165
6. L'ACCIDENT "SUD ATLASIQUE".....	165
7. CONCLUSION.....	167
PALEOGEOGRAPHIE ET CONCLUSION GENERALE.....	169
BIBLIOGRAPHIE	174
TABLE DES MATIERES.....	185

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
1 RUE MAURICE GIGNOUX
38001 GRENOBLE CEDEX
TEL (04) 37 27 44 43

Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier
Grenoble I

Titre de l'ouvrage :

**LE "PERMO-TRIAS" DU FLANC SUD DU HAUT ATLAS
DE MARRAKECH**

**Etude sédimentologique, cartographique et
paléogéographique**

Nom de l'auteur :

EL HASSANE EL ARABI

Etablissements :

**Université Joseph Fourier
Grenoble I**

RESUME

Le "Permo-Trias" du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech peut être subdivisé en quatre formations, de bas en haut :

La formation E1 : Conglomératique à paléosols correspondant à une sédimentation de type piedmont alimentée par un système de chenaux en tresses.

La formation E2 : Silteuse à grés-silteuse marquant une évolution vers le milieu supratidal, elle se réduit localement sur les paléohorsts et en direction du SW.

La formation E3 : Gréseuse, de milieu fluviatile évoluant vers un milieu deltaïque, voire littoral.

La formation E4 : Silto-argileuse de milieu supratidal, cachetée par les coulées basaltiques qui marquent la fin de la série "permo-triasique".

Des corrélations ont été établies, d'une part entre les différents bassins du flanc sud et d'autre part avec la série classique du flanc nord de la chaîne.

L'alimentation de la formation inférieure (E1) est essentiellement méridionale (Anti-Atlas) et accessoirement septentrionale (Massif Ancien du haut Atlas). Puis avec la formation E3, s'ajoute une direction ENE-WSW due à un courant longitudinal guidé par la structure du bassin.

Les encroûtements carbonatés sont nombreux : La disposition de ce bassin du flanc sud en un couloir étroit entraîne un important confinement et favorise le piégeage de nappes aquifères magnésiennes. Les encroûtements calcitiques se développent à la faveur de nappes de versants sur la bordure du bassin. La géochimie confirme le caractère confiné de ce bassin.

La paléogéographie a été précisée : Au Trias, le Haut Atlas n'apparaît plus comme un fossé subsident mais comme un horst bordé au nord et au sud par deux héli-grabens communiquant difficilement entre eux par des couloirs transverses. Ce dispositif résulte d'un régime tectonique en extension, guidé par des structures héritées.

MOTS CLES

Permien ; Trias ; Sédimentation continentale ; Littoral ; Tectonique synsédimentaire ; Distension ; Héli-graben ; Diagenèse ; Géochimie ; Haut Atlas de Marrakech ; Maroc.

13 MARS 1990









UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (076) 87.46.42

CARTE GEOLOGIQUE DU PERMO-TRIAS DU FLANC SUD DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH

— par E.H. El Arabi — 1988 —

Thèse EL ARABI
1988

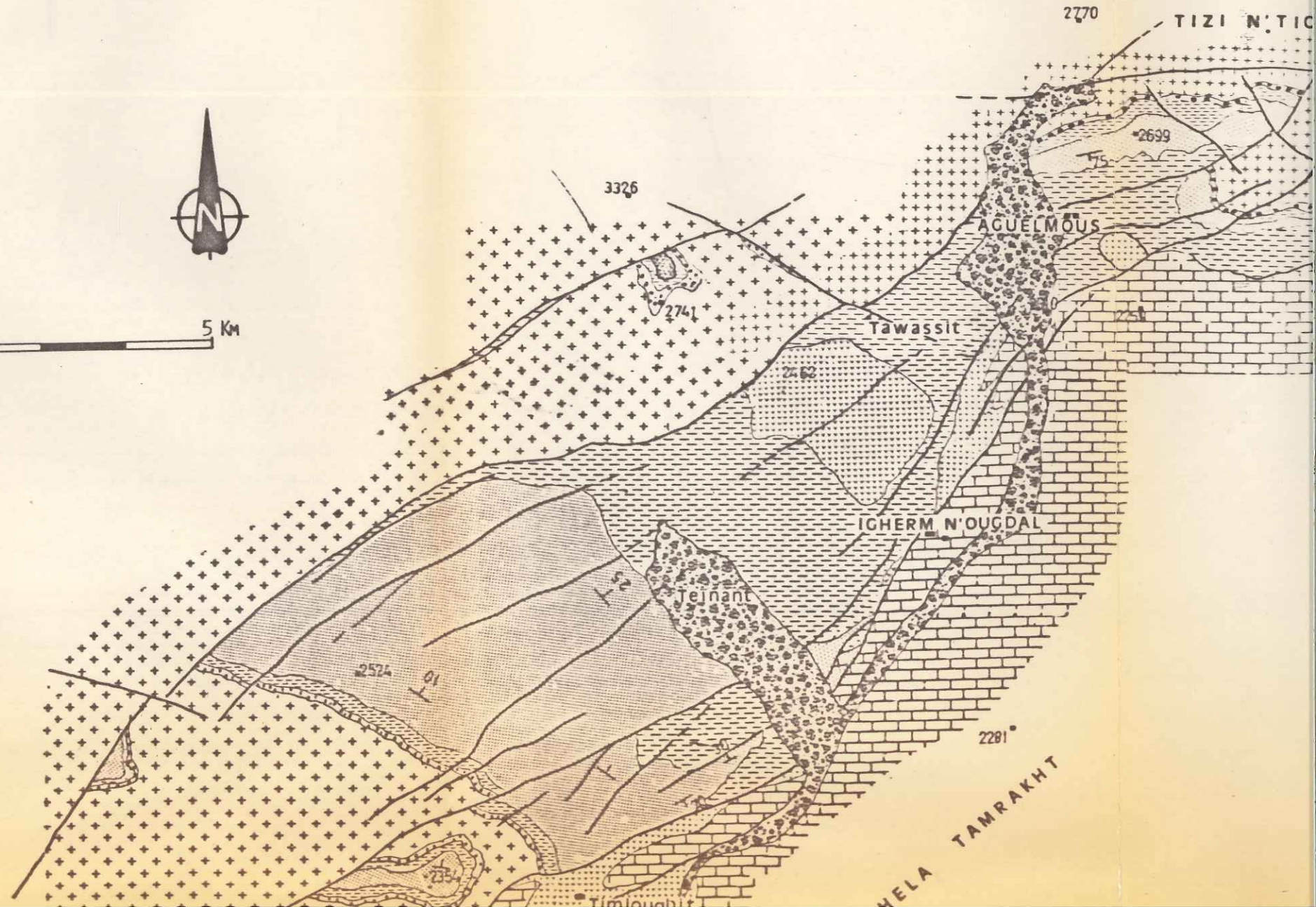
UNIVERSITE DE -GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE - GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (076) 87.48.42

-  ALLUVIONS ET TERRASSES QUATERNAIRES
-  LIAS ET TERRAINS PLUS RECENTS
-  BASALTE - 220 A 196 MA -
-  FORMATION E₄
-  FORMATION E₃
-  FORMATION E₂
-  FORMATION E₁
-  SOCLE (PRECAMBRIEN ET PALEOZOIQUE)



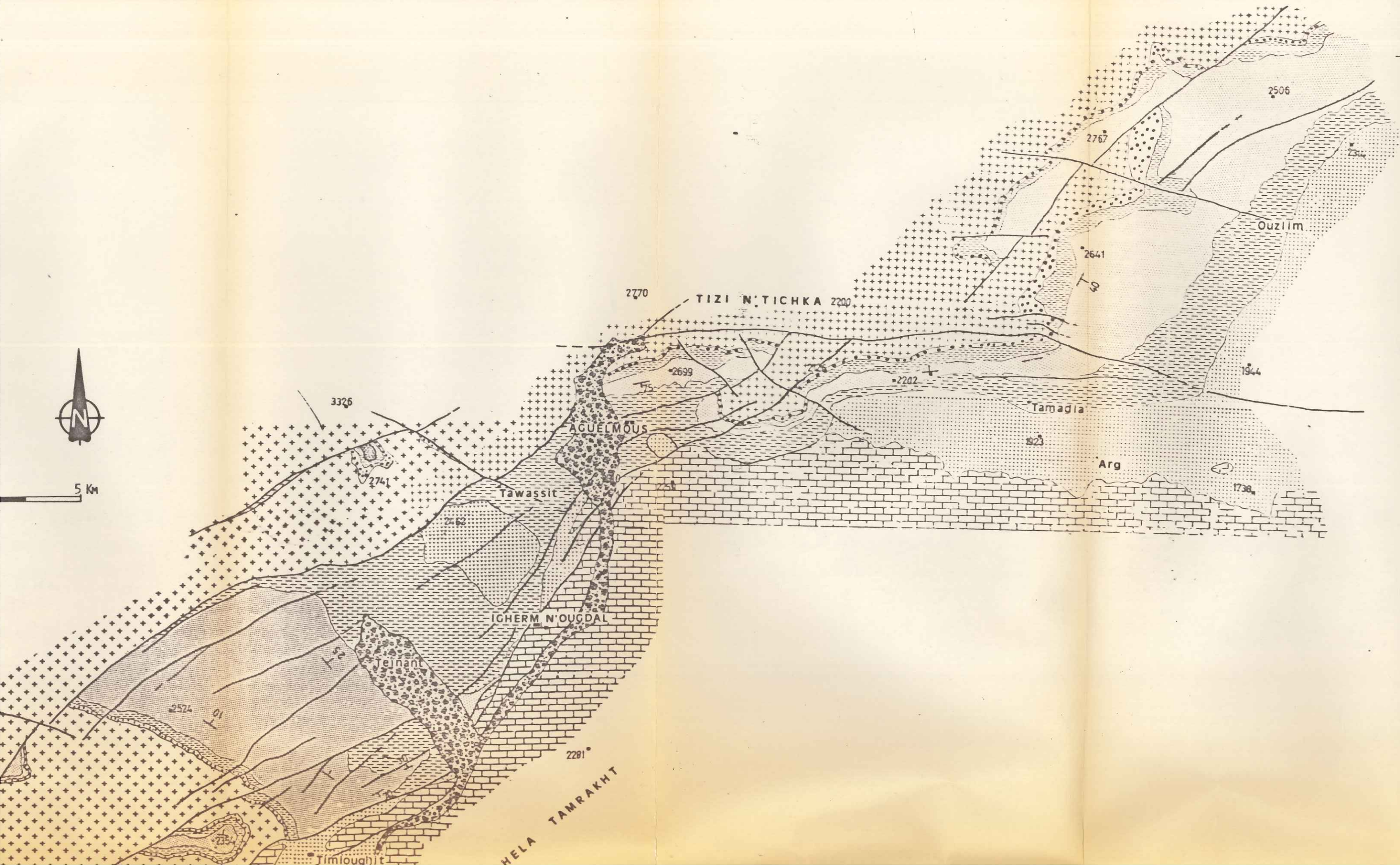
0 5 Km

MARRAKECH

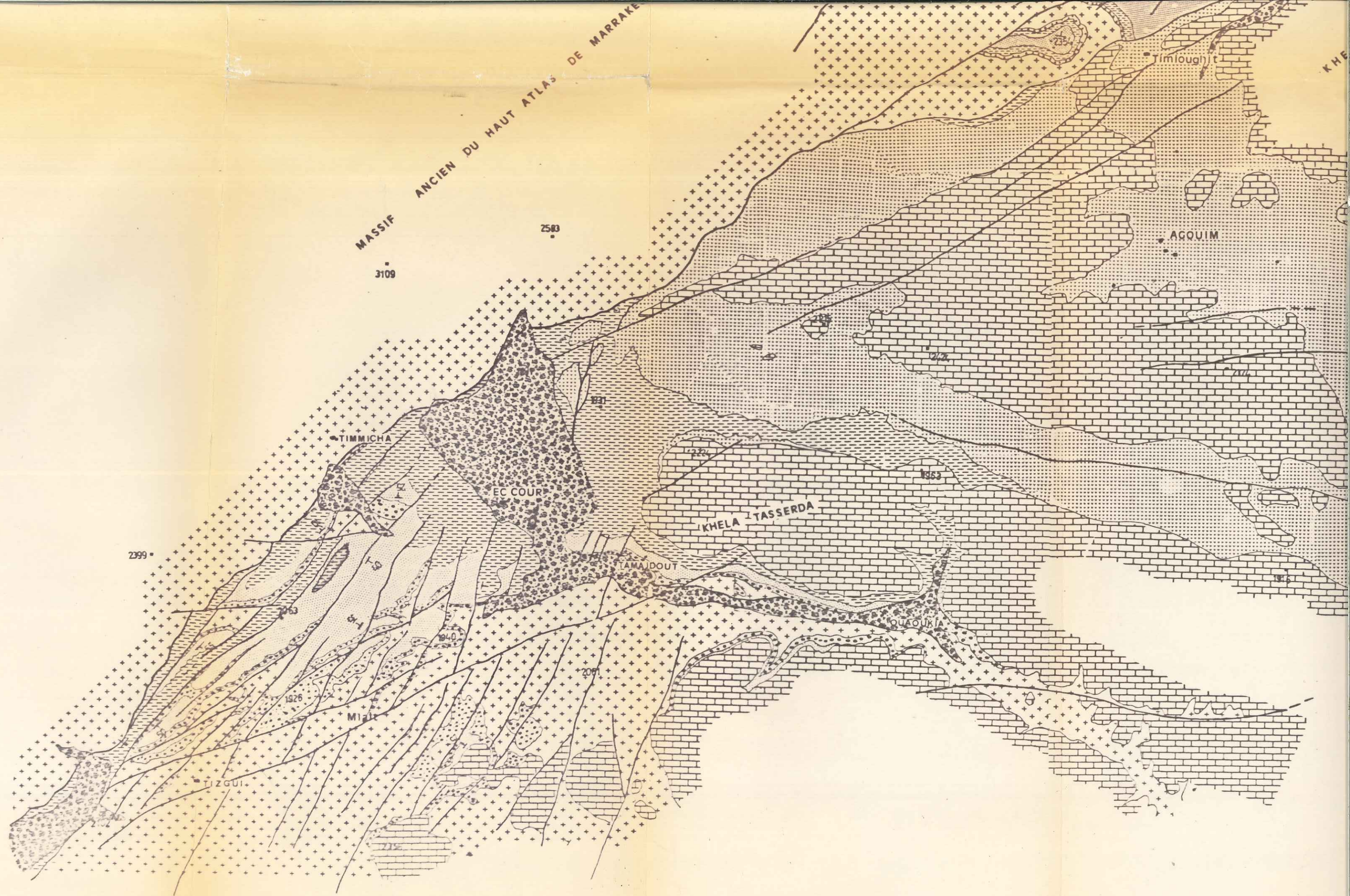


PERMO-TRIAS DU FLANC SUD DU E MARRAKECH

— par E.H. El Arabi — 1988 —



MASSIF ANCIEN DU HAUT ATLAS DE MARRAKE



KHELA TAMRA

Timlough

AGQUIM

Tazadout

1607

Tiourjal

Tisseider

Imider

Tmeqit

Ait Ibouk

IMINI

1953

1438

1542

BOUTAZOULT

7° 20'